DIE JUNGPALÄOZOISCHEN SEDIMENTE VON SÜD SCORESBY LAND

(OSTGRÖNLAND, 71½° N)

MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG
DER KONTINENTALEN SEDIMENTE

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE
DER PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
DER UNIVERSITÄT BERN

VORGELEGT VON

ENRICO KEMPTER

VON OBERBÜREN (ST. GALLEN)

MIT 25 FIGUREN IM TEXT, 20 TABELLEN
UND 1 TAFEL

Separatabdruck aus
Meddelelser om Grønland, Bd. 164, Nr. 1

KØBENHAVN
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1961

1959

DIE JUNGPALÄOZOISCHEN SEDIMENTE VON SÜD SCORESBY LAND

(OSTGRÖNLAND, $71^1/_2°$ N)

MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG
DER KONTINENTALEN SEDIMENTE

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE
DER PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
DER UNIVERSITÄT BERN

VORGELEGT VON

ENRICO KEMPTER

VON OBERBÜREN (ST. GALLEN)

MIT 25 FIGUREN IM TEXT, 20 TABELLEN
UND 1 TAFEL

Separatabdruck aus
Meddelelser om Grønland, Bd. 164, Nr. 1

KØBENHAVN
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1961

Von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag des Herrn Prof. Dr. Joos Cadisch angenommen.

Bern, den 17. Dezember 1959.

Der Dekan
André Mercier

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort ... 7
Zielsetzung ... 7
Bisherige Untersuchungen ... 8
Die Feldaufnahmen ... 10
Auswertung ... 12
Verdankungen ... 12

Geologische Übersicht ... 14
Das Kaledon ... 14
Die postkaledonischen Sedimente ... 16

Stratigraphie ... 18
Definitionen ... 18
Das Kristallin ... 20
Die jungpaläozoischen kontinentalen Ablagerungen ... 23
Die Bjørnbos-Corner-Formation ... 24
Die Gurreholmsdal-Formation ... 27
Das Snekuppel-Schichtglied ... 27
Das Arkosedal-Schichtglied ... 32
Das Ødemarksdal-Schichtglied ... 35
Das Konglomeratpas-Schichtglied ... 37
Eigenschaften und Genese der kontinentalen Sedimente ... 39
Die Arkosen ... 39
Das Feldspatproblem ... 40
Herkunft des Feldspats ... 41
Der Einfluss tektonischer Vorgänge auf die Entstehung von Arkosen ... 42
Die rote Gesteinsfarbe ... 44
Die Schrägschichtung ... 47
Trockenrisse ... 47
Die Geröllführung ... 48
Rippelmarks ... 51
Fliesswülste und -falten ... 51
Frische neben verwitterten Geröllen ... 52
Die Pflanzenreste ... 54
Ursachen des Reliefs ... 54
Paläogeographische Interpretation ... 55
Jungpaläozoische kontinentale Sedimente von Ostgrönland ... 56
Jameson Land ... 56
Gegend von Mesters Vig ... 56
Nathorsts Fjord ... 61
Gebiet zwischen Kong Oscars Fjord und Tyrolerfjord ... 61

Seite

Das Karbon auf Holm Land und Amdrup Land ... 65
Das Rødeø-Konglomerat ... 66
Zusammenfassung ... 67
Arkosen als Typus einer sedimentären Provinz ... 70
Die oberpermischen marinen Ablagerungen ... 72
Überblick über das Oberperm von Ostgrönland ... 72
Das Oberperm von Süd Scoresby Land ... 75
Das Basiskonglomerat ... 75
Die olivgrauen, sandigen Plattenkalke ... 80
Der Gips ... 80
Die Riffbildungen ... 81
Interpretation ... 83

Gangbildungen ... 84
Basische Gänge ... 84
Minerallagerstätten ... 85

Das Quartär ... 86

Tektonik ... 89
Die Bjørnbos-Corner-Verwerfung ... 89
Die Snekuppel-Verwerfung ... 92
Die Overgangsdal-Verwerfung ... 92
Die Bjørnbosdal-Verwerfung ... 92
Die Arkosedal-Hauptverwerfung ... 93
Die Arkosedal-Diagonalverwerfung ... 93
Die Markusdal-Querverwerfung ... 94
Die Ødemarksdal-Zerrungszone ... 94
Die Revdal-Zerrungszone ... 95
Die Konglomeratpas-Verwerfung ... 95
Alter und Bedeutung der tektonischen Strukturen ... 96

Tabellen ... 98

English Summary ... 119

Literaturverzeichnis ... 121

Verzeichnis der Tabellen.

Tab. 1. Korngrössenbezeichnungen ... 19
– 2. Bezeichnungen für die Schichtung ... 20
– 3. Bezeichnungen für den Rundungsgrad ... 20
– 4. Rote Gneisse des kaledonischen Kristallins ... 98
– 5. Stratigraphische Einteilung der jungpaläozoischen Sedimente westlich des Schucherts Flod ... 99
– 6. Konglomeratische Arkose der Bjørnbos-Corner Formation ... 100
– 7. Graue und grüne Arkose der Bjørnbos-Corner-Formation ... 101
– 8. Basisbrekzie des Snekuppel-Schichtgliedes ... 102
– 9. Dünnplattige Arkosen des Snekuppel-Schichtgliedes ... 103
– 10. Rote, Granitgerölle führende Arkose des Arkosedal-Schichtgliedes ... 104
– 11. Gelbe Arkose des Ødemarksdal-Schichtgliedes ... 105
– 12. Fahle Sandsteine des Konglomeratpas-Schichtgliedes ... 106
– 13. Kristallin der nördlichen Staunings Alper (nach HALLER 1958) ... 107

Seite

Tab. 14. Stratigraphische Einteilung der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente (»Karbon«) in der Gegend von Mesters Vig, Nord Scoresby Land 108
– 15. Leitfossilien des Oberperms von Süd Scoresby Land (nach Angaben von Dunbar, 1955) ... 109
– 16. Korrelation des Perms (nach Newell, 1955) ... 109
– 17. Lithofaziestypen des ostgrönländischen Oberperms ... 110
– 18. Das Oberperm von Süd Scoresby Land. Stratigraphische Einzelprofile 113
– 19. Das Basiskonglomerat des Oberperms von Süd Scoresby Land ... 116
– 20. Das Basiskonglomerat des Oberperms von Zentralostgrönland ... 117

Verzeichnis der Illustrationen.

Textfiguren.

Fig. 1. Übersichtskarte von Grönland ... 9
– 2. Geologische Übersichtskarte von Zentralostgrönland ... 15
– 3. Namenkarte ... 21
– 4. Die lithostratigraphischen Einheiten. Kartenskizze ... 25
– 5. Auflagerung von Sedimenten auf den Kristallinsockel. Photo ... 29
– 6. Basisbrekzie, Snekuppel-Schichtglied. Photo ... 30
– 7. Dünnplattige Arkose. Snekuppel-Schichtglied. Photo ... 31
– 8. Das Arkosedal-Schichtglied an der Hauptverwerfung. Photo ... 33
– 9. Rote, konglomeratische Arkose. Arkosedal-Schichtglied. Photo ... 34
– 10. Profilskizze des Ødemarksdal-Schichtgliedes ... 35
– 11. Detail aus dem Konglomeratpas-Schichtglied. Photo ... 37
– 12. Diagonalschichtung. Photo ... 49
– 13. Fliesswulst. Photo ... 52
– 14. Fossiler Baumstamm. Photo ... 53
– 15. Schema der Faziestypen im Oberperm von Ostgrönland ... 73
– 16. Diskordanz zwischen kontinentalem und marinem Perm. Photo ... 76
– 17. Rekonstruktion der Zechsteinunterlage von Süd Scoresby Land. Kartenskizze ... 77
– 18. Granitblock im Basiskonglomerat. Photo ... 79
– 19. Riffbildungen. Photo ... 81
– 20. Quartärablagerungen. Kartenskizze ... 87
– 21. Die Verwerfungssysteme. Kartenskizze ... 91
– 22. Das Oberperm im untersten Revdal. Profilskizze ... 113
– 23. Das Oberperm im Huledal. Profilskizze ... 114
– 24. Das Oberperm im Skaldedal. Profilskizze ... 115
– 25. Das Oberperm im Øvre Arkosedal. Profilskizze ... 115

Tafeln.

Tafel 1. Geologische Karte des Sedimentgebietes von Süd Scoresby Land, 1:100.000.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546613_0025

VORWORT

Das Sedimentgebiet von Süd Scoresby Land befindet sich in Ostgrönland auf ca. $71^1/_2°$ nördlicher Breite und $24^1/_2$ bis 25° westlich von Greenwich. Es ist 50 km lang, maximal 20 km breit und besitzt eine Fläche von rund 800 km².

Die Grenzen des untersuchten Gebietes sind:

— Im Norden der Ivar Baardsöns Gletscher.

— Im Osten die Alluvialebene des Schucherts Flod.

— Im Süden der Hall Bredning.

— Im Westen die Hauptverwerfungen am Kristallin-Sedimentkontakt.

Dieses Gebiet ist geologisch, landschaftlich und klimatische eine Übergangszone:

Die Staunings Alper im Westen zeigen schroffe, hochalpine Formen, die aus massigem Granit und Gneiss herausgemeisselt worden sind. Auf ca. 2000 m Höhe ist dort eine sehr gut erhaltene Peneplain zu sehen, die sich nach Osten zu in Schollen auflöst. Die Schollen sind leicht nach Südosten geneigt und erreichen abtreppend beim Sydkap das Meeresniveau. Nach Nordwesten zu, wo die Peneplain immer grössere Höhen erreicht, werden die zusammenhängenden Teile der Hochfläche immer kleiner und verschwinden zu einer Gipfelflur scharfer Granitpyramiden.

Das Jameson Land im Osten des Schucherts Flod dagegen ist ein 80 km breites Tafelland, bedeckt mit Sedimenten, die vom Karbon bis in die Kreide reichen.

Diese beiden gegensätzlichen Landschaften trennt eine Nord—Süd verlaufende grosse Verwerfungszone, in deren Bereich die jungpaläozoischen Sedimente des untersuchten Gebietes anstehen.

Zielsetzung.

Die Aufgabe, das Sedimentgebiet von Süd Scoresby Land geologisch zu untersuchen, verdanke ich Herrn Dr. Lauge Koch. Er ermöglichte mir, an seinen Ostgrönlandexpeditionen von 1955, 1956 und 1957 teilzunehmen. Den zweiten und dritten Sommer verbrachte ich in Süd Scoresby Land.

Folgende Ziele leiteten meine Untersuchungen:

1. Studium der Stratigraphie und Tektonik am Westrand des postkaledonischen Sedimentgebietes.
2. Geologische Kartierung des Sedimentgebietes von Süd Scoresby Land.

Als Unterlage für die Feldarbeit standen zur Verfügung:

1. Eine vorläufige photogrammetrische Karte 1:50.000 mit 25 m-Isohypsen.
2. Einige Dutzend schräge, zum Teil grossformatige Luftaufnahmen.

Die photogrammetrische Karte war vom Geodätischen Institut in Kopenhagen angefertigt worden. Sie umfasste etwa 600 km² meines Gebietes. Das übrige Gebiet musste auf Luftphotos geologisch kartiert werden. Der grössere Teil der Photos, jene im Format 23 × 23 cm, stammte ebenfalls vom Geodätischen Institut. Zahlreiche Flugphotos im Postkartenformat waren auf früheren Dr. Lauge Koch-Expeditionen aufgenommen worden. Für die Auswertung zuhause und als Grundlage für die geologische Karte (Tafel I), fertigte das Geodätische Institut nachträglich eine vollständigere photogrammetrische Karte im Masstab 1:100.000 mit 50 m-Kurven an, die mir als Manuskript zur Verfügung stand.

Die in dieser Arbeit verwendeten Lokalbezeichnungen sind in der Figur 3 zusammengestellt, wo auch die Flächenanteile der Kartierungsunterlagen vermerkt sind.

Von besonderem Interesse für die geologische Aufnahme waren die kontinentalen Sedimente des Jungpaläozoikums, die in Bezug auf Mächtigkeit, stratigraphische Stellung, Fazies und Beziehung zur Bruchtektonik noch unbekannt waren.

Bisherige Untersuchungen.

Wie ROSENKRANTZ (1930, S. 352) erwähnt, brachte NORDENSKJØLD Gesteinsproben von der Nordøstbugt heim. Auf seiner geologischen Kartenskizze von Scoresby Land, Jameson Land und Liverpool Land hat KOCH (1935, S. 75) auch das Gebiet westlich des Schucherts Flod dargestellt. Eine Nord—Süd verlaufende Verwerfung trennt dort das Kristallingebiet von den Sedimenten, die einen breiten Streifen auf der Westseite des Schucherts Flod einnehmen. KOCH unterscheidet

Fig. 1. Übersichtkarte von Grönland. Schwarz: Arbeitsgebiet von Süd Scoresby Land; entspricht der Fig. 3. Punktiert: Kontinentale Sedimente vom Rødefjord (Rødeø-Konglomerat) und von Nordgrönland. Gestrichelt: Umrahmung der geologischen Übersichtskarte Fig. 2. Bei Mesters Vig ist die Lage der Bleimine vermerkt.

ELLESMERE LAND
Nordostrundingen
Amdrup Land
Holm Land
Thule
GRÖNLAND
Fig. 2
Mesters Vig
Rødefjord
Scoresby Sund
Disko
ISLAND
Angmagssalik
Godthaab
Kap Farvel
72°
56°
40°
24°
8°
78°
72°
66°
0 200 400 km
0 100 200 statute miles

Fig. 1.

darin ein grösseres Areal mit paläozoischen Sedimenten und ein kleineres mit Trias.

STAUBER hat 1938 die Sedimente des Jameson Landes untersucht und ist dabei auch nach Süd Scoresby Land vorgedrungen. Seine Beobachtungen sind in mehreren seiner Publikationen erwähnt und auch von andern Autoren übernommen worden (DUNBAR 1955, S. 13, Fig. 3). Da eine topographische Karte fehlte, hatte STAUBER eine solche behelfsmässig selber entworfen. In seinen geologischen Übersichtskarten hat STAUBER (1940, Tafel 1 und 1942, Tafel 4) westlich des Schucherts Flod Karbon und Perm ausgeschieden und als Westgrenze der Sedimente einen Verwerfungsbogen eingetragen. Einzelheiten über die lithologische Ausbildung der kontinentalen Sedimente (»Karbon«) und des marinen Oberperms waren kurz vermerkt (STAUBER 1940, S. 9—11). HÜBSCHER (1943) hat zur gleichen Zeit wie STAUBER im Gebiet des Schucherts Flod Sandproben gesammelt und sedimentpetrographisch untersucht. Die meisten Proben stammen aus dem Quartär, einige jedoch aus dem Anstehenden.

Von STAUBER eingesammelte Gesteinsproben aus unserem Gebiete hat ferner KLEIBER (1944, S. 107—109) sedimentpetrographisch untersucht.

Die paläontologische Arbeit von DUNBAR (1955) enthält zahlreiche Beschreibungen von Brachiopoden aus dem marinen Oberperm von Süd Scoresby Land. Die Fossilien und die geologischen Angaben stammen von STAUBER.

BÜTLER (mündliche Mitteilung 1956) hat auf einer Motorbootsreise im Sommer 1955 auf der Westseite der Nordøstbugt Permkalk entdeckt.

Die Feldaufnahmen.

Die geologischen Feldaufnahmen dauerten vom 14. Juli bis 30. August 1956 und vom 7. Juni bis 25. August 1957. Im Sommer 1956 brachte ein Helikopter der Nordisk Mineselskab A.S., meinen Begleiter MARKUS AELLEN und mich von Mesters Vig aus mitten ins Arbeitsgebiet auf dem Karstryggen. Im April 1957 reisten wir als Vierergruppe mit einer Traktorenkolonne der Minengesellschaft von Mesters Vig aus über den gefrorenen Kong Oscars Fjord und das Flusseis im Pingo Dal bis nahe an Lomsøen, südlich der Werner Bjerge. Hier teilten wir uns in zwei unabhängige Gruppen: M. AELLEN mit seinem Begleiter A. MATTER arbeitete von jetzt an auf der Ostseite des Schucherts Flod, während ich mich mit meinem Begleiter T. LABHART auf das westliche Ufer begab. Mit Hilfe von OTTO LAPSTUN, dem damaligen Jäger von Antarctics Havn, konnten wir mit Hundeschlitten für meine Gruppe drei Lebensmitteldepots für zusammen vier Monate in meinem Arbeitsgebiet anlegen.

Ende Mai bis Anfangs Juni war der Durchbruch des Schucherts Flod zu erwarten. Da in jenem Jahre kein Helikopter zur Verfügung stand, bedeutete dies, dass wir während drei Monaten von der Aussenwelt abgeschnitten wurden. Wir hatten mit der Expeditionsleitung vereinbart, dass uns am 25. August ein Wasserflugzeug beim See Holger Danskes Briller abhole.

Im Frühling 1957 lag der Schnee ausserordentlich hoch. Dies verzögerte die geologische Aufnahme bis zum 7. Juni, da die Aufschlüsse noch zugedeckt waren. In der Zwischenzeit legten wir auf Skimärschen Depots aus, wobei wir einen schwedischen Pulk als Handschlitten benützten. Während ich im Sommer die rationell angelegten Depots als Stützpunkte für die geologische Begehung benützen konnte, trug mein Begleiter auf zahllosen Märschen Ausrüstung und Gesteinssammlung von Lager zu Lager bis zu unserem Ziel bei Holger Danskes Briller.

Die geologische Aufnahme konnte unter den erschwerten Umständen nicht jene Vollständigkeit und Ausführlichkeit erreichen, wie dies für besser zugängliche Gebiete möglich ist. Obschon wir mehrere hundert Kilometer zu Fuss zurücklegten, konnte ich selbst wichtige Aufschlüsse meist nur einmal besuchen. Lücken und unterschiedliche Genauigkeit der Aufnahme wurden möglichst vermieden, waren aber nicht immer zu umgehen. Die vorliegende Abhandlung ist deshalb nicht als Monographie des untersuchten Gebietes zu betrachten. Mehrere Probleme wurden wohl erkannt, konnten jedoch nicht bearbeitet werden. Süd Scoresby Land würde für die Untersuchung einiger dieser Probleme gute Aussicht auf allgemein interessante Ergebnisse bieten. Für zukünftige Bearbeiter käme die Behandlung etwa folgender Probleme in Betracht:

1. In den kontinentalen Sedimenten:
   - — Räumliche, statistische Untersuchung der sehr schön ausgebildeten Schrägschichtung.
   - — Räumliche Veränderung der Geröllzusammensetzung, des Rundungsgrades, Verbreitung der grössten Gerölle.
   - — Sporen-Pollen-Analyse.
   - — Sedimentologischer Vergleich mit andern, auch rezenten, kontinentalen Sedimenten auf Grund zweckgerichtet eingesammelter Daten.
2. In den marinen Sedimenten: Faziesveränderungen der Riffbildungen und ihre Bedeutung.
3. Die basischen Gänge und Vererzungszonen; ihre Beziehungen zur Tektonik.
4. Die marinen Terrassen im Quartär.
5. Die verschiedenaltrigen Reliefs.

Auswertung.

Die Auswertung des Beobachtungsmaterials begann ich im Winter 1957—58 am Geologischen Institut der Universität von Georgia, Athens, Georgia, U.S.A. und setzte sie am Geologischen Institut der Universität Bern, Schweiz, vom Frühling 1958 bis zum Herbst 1959 fort.

Das marine Oberperm Ostgrönlands ist seit der grundlegenden Arbeit von MAYNC (1942) und den paläontologischen Publikationen von DUNBAR (1955) und NEWELL (1955) verhältnismässig gut bekannt und belegt, während die kontinentalen jungpaläozoischen Sedimente nur sehr lückenhaft und nicht immer befriedigend untersucht worden sind. Das Schwergewicht meiner Feldarbeit und der Auswertung wurde aus diesem Grunde auf die Bearbeitung der noch wenig bekannten kontinentalen Sedimente gelegt.

Verdankungen.

Herrn Dr. LAUGE KOCH bin ich für die Möglichkeit, an seinen Expeditionen nach Ostgrönland teilzunehmen, für sein stetes Interesse und die grosszügige Unterstützung zu grossem Dank verpflichtet. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. JOOS CADISCH danke ich für die Bereitschaft, meine Untersuchungen in Grönland als Dissertationsthema anzunehmen, für die gewährte Freiheit in der Auswahl und Bearbeitung der angetroffenen Probleme und für seine wertvollen Hinweise bei der Redaktion der vorliegenden Arbeit. Stets durfte ich auf das lebhafte Interesse von Herrn Dr. H. BÜTLER, Schaffhausen, an meinen Untersuchungen zählen. Auf Grund seiner jahrzehntelangen Erfahrung in den Sedimentgebieten Ostgrönlands hat er mich immer trefflich beraten und unterstützt. Bei Dr. JOHN HALLER, Basel, und Photograph E. HOFER, Bern, durfte ich mir mehrmals Rat holen. Bei der Beschaffung von Ausrüstung und Material und bei der internen Organisation der Expeditionen haben sich Herr AAGE DE LEMOS und Frl. INGRID BECK, Kopenhagen, verdient gemacht. Das Geodätische Institut Kopenhagen hat mich mit Luftphotos und Karten versehen. In der Siedlung der Nordisk Mineselskab A.S. in Mesters Vig genoss ich mehrmals Gastfreundschaft. Die Minengesellschaft ermöglichte mir die Beschaffung von Proviant und Ausrüstung und Transporte per Helikopter und Schlittenkaravanen ins Arbeitsgebiet. Die Zusammenarbeit im Felde mit ALAN REECE, Geologe der Minengesellschaft, und dem Jäger OTTO LAPSTUN war für mich eine grosse Erleichterung. Meine Begleiter MARKUS AELLEN und TONI LABHART haben durch ihren unermüdlichen Einsatz entscheidend zum Gelingen der Feldarbeit beigetragen. Ihnen und ALBERT MATTER danke ich für die frohe Kameradschaft während unvergesslichen Monaten in arktischer Einsamkeit.

Mancherlei Anregung habe ich von den Herren Professoren und Dozenten am geologischen und petrographischen Institut der Universität Bern empfangen, insbesondere von den Herren Grunau, Hügi, Nabholz, Niggli und Rutsch.

Herrn Dr. Wolf Maync, Chambourcy, Frankreich, sei für seine Begutachtung der permischen Foraminiferen, Herrn Dr. Emil Witzig, Schaffhausen, für die Durchsicht der Pflanzenfunde und Herrn Dr. N.F. Hughes, Cambridge, England, für die Untersuchung der Pollen und Sporen aus Gesteinsproben bestens gedankt.

Der Georgia Rotary Student Fund, Inc. und der Rotary Club Bern haben mir durch ein Stipendium einen halbjährigen Studienaufenthalt in den Vereinigten Staaten ermöglicht, für den ich herzlich danke. Die genossene Anregung hat mich bei der Auswertung der Feldbeobachtungen wesentlich beeinflusst.

Schliesslich danke ich von Herzen meiner lieben Frau und meinen Eltern für ihr Verständnis und die stete Förderung meiner Arbeit.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

(Siehe Fig. 2).

Der bis 3000 m hohe Eisschild Grönlands stösst im Osten an ein Randgebirge mit Höhen bis 2500 m; er lässt einen 100 bis 200 km breiten Küstenstreifen eisfrei. Ein verästeltes Fjordsystem zerschneidet den Landstreifen in Inseln und Halbinseln.

Die grösste Fläche des eisfreien Gebietes beansprucht ein kaledonisch gefaltetes Gebirge. Nach Osten breiten sich die orogenen und nachorogenen grobklastischen Sedimente des Devons, Karbons und Unterperms aus. Den kaledonischen Gebirgsbildungszyklus schliessen die epikontinentalen, marinen Ablagerungen des Oberperms, die auf eine Peneplain transgredieren. Die abwechselnd kontinentalen und marinen Sedimente des Mesozoikums zeugen von mehreren Regressionen und Transgressionen als Folge epirogener Bewegungen.

Das Kaledon.

Der grösste Teil des aufgeschlossenen ostgrönländischen Kaledons besteht aus dem Kristallin des sogenannten »Zentralen Metamorphen Komplexes«, der in jüngster Zeit von Haller (1955, 1958) ausführlich beschrieben worden ist. Im Westen davon ist ein schmaler, im Osten ein breiterer Streifen nichtmetamorpher kaledonischer Geosynklinalsedimente in einer grabenartigen Quersenke erhalten geblieben. Kristallin und Sedimentmantel sind verschieden stark nach dem Prinzip einer typischen Stockwerkfaltung bewegt. Der Unterbau ist granitisiert und polyvergent gefaltet, der Sedimentmantel dagegen bloss schwach gewellt. Die Grenze zwischen Unterbau und Oberbau kann schräg durch die stratigraphische Schichtfolge schneiden, doch lassen sich einzelne Schichtgruppen, wie z. B. Karbonate, durch das ganze Migmatitstockwerk hindurch verfolgen. Zwischen dem Kristallin und den kaledonischen Sedimenten sind sowohl seitlich wie vertikal alle Übergänge beobachtbar.

Fig. 2. Geologische Übersichtskarte von Zentral-Ostgrönland. Zusammengestellt nach veröffentlichten Karten und Skizzen von Bearth, Bierther, Bütler, Fränkl, Haller, Katz, Malmquist, Sommer und Vischer und nach unveröffentlichten Angaben von Aellen, Putallaz und Kempter.

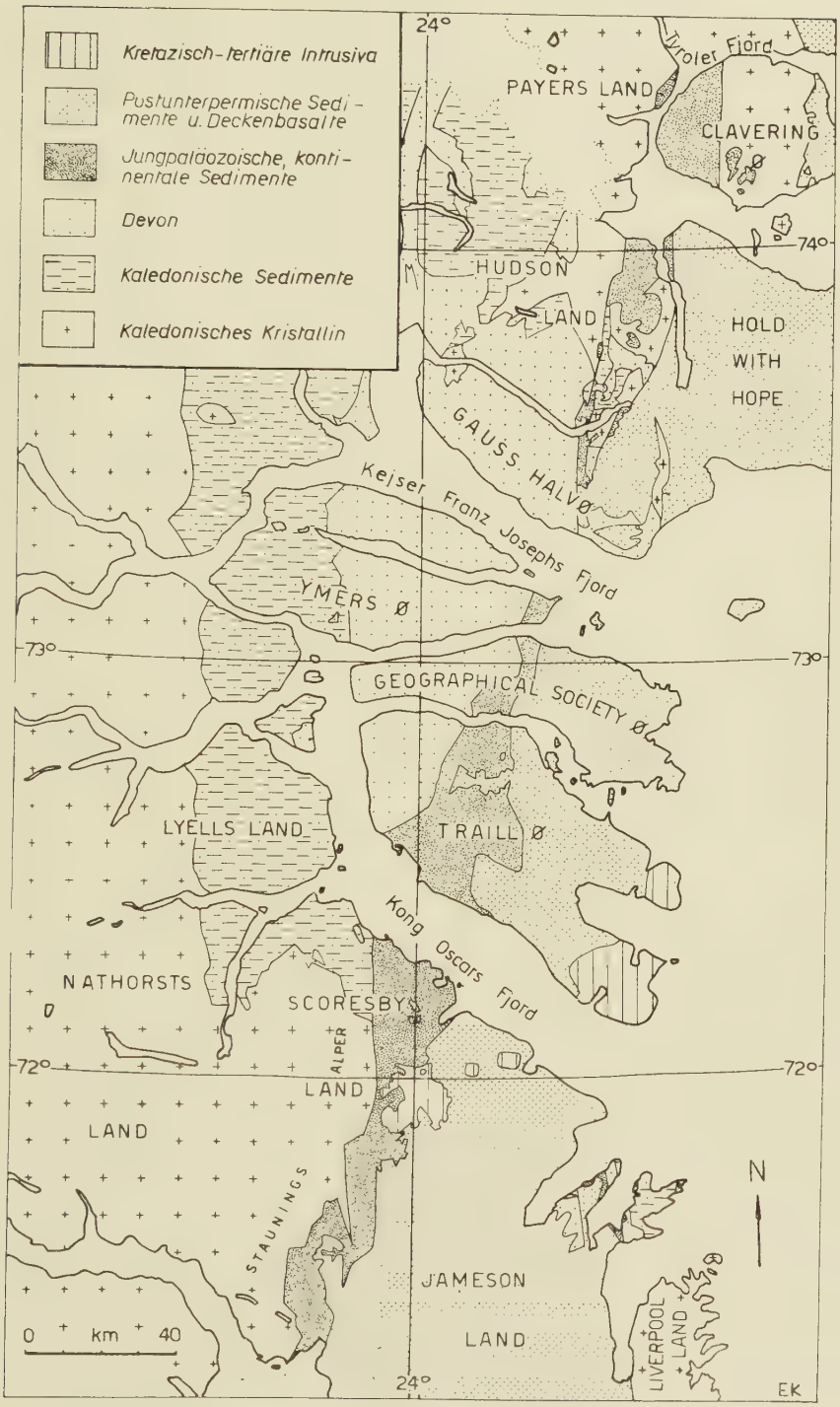

Kretazisch-tertiäre Intrusiva
Postunterpermische Sedimente u. Deckenbasalte
Jungpaläozoische, kontinentale Sedimente
Devon
Kaledonische Sedimente
Kaledonisches Kristallin
24°
Tyroler Fjord
PAYERS LAND
CLAVERING
74°
HUDSON
LAND
HOLD
WITH
HOPE
GAUSS HALVØ
Kejser Franz Josephs Fjord
YMERS Ø
73°
GEOGRAPHICAL SOCIETY Ø
LYELLS LAND
TRAILL Ø
Kong Oscars Fjord
NATHORSTS
SCORESBYS
ALPER
72°
LAND
LAND
STAUNINGS
JAMESON
LAND
LIVERPOOL
LAND
N
0 km 40
24°
EK

Fig. 2.

Die Granitisierung erfasste das Gestein ungleichmässig. Einzelne Bereiche sind infolge starker Granitisierung aufgequollen und haben aktiv an der Auffaltung des Gebirges teilgenommen. Die durch das Quellen des migmatisierten Untergrundes verursachten Vertikalbewegungen betrachtet HALLER (1956a, S. 8) als Hauptursachen der Faltung. Die seitliche Verkürzung des Orogens ist nach EHA (1953, S. 91) mit höchstens 5 % unbedeutend. Die Tektonik des Oberbaues ist einfach. Der flachwellige Baustil erklärt sich aus der extrem grossen Mächtigkeit von ca. 16'000 m der tektonisch kompetenten kaledonischen Geosynklinalsedimente. Die altkristalline Unterlage der kaledonischen Sedimente konnte von WENK auf der Ostgrönlandexpedition von 1958 gefunden werden. Der grösste Teil der oft bunten klastischen und karbonatischen Sedimente des Kaledons gehört ins Jung-Präkambrium (Grönlandium), das in die mächtige Eleonore-Bay-Formation und die Tillitformation unterteilt wird. Darüber folgen Kalke und Dolomite des Ordoviciums mit Fossilien. Vom Oberordovicium bis zum Mitteldevon fehlen Sedimente. Nach HALLER (1956b, S. 160) hat sich in diesem Zeitintervall von etwa 70 Millionen Jahren die kaledonische Orogenese entfaltet. Die Hauptfaltung fand wahrscheinlich im oberen Ordovicium statt, doch ist eine genauere Datierung nicht möglich. Spätphasen reichten ins Devon und Unterkarbon. Spät- und postorogene Granite drangen als Intrusivkörper in die metamorphen Deckschichten. Das grösste Vorkommen solcher Intrusivgranite befindet sich in den Staunings Alper.

Die postkaledonischen Sedimente.

Zusammenfassende Arbeiten über das Devon stammen von BÜTLER (1939, S. 105—131 und 1948b). Das Devon wurde als eine mehrere tausend Meter mächtige orogene Ablagerung klastischer Sedimente in den Innensenken des kaledonischen Gebirges festgestellt. Die Reste des ehemaligen Ablagerungsbeckens reichen vom Kong Oscars Fjord ins Stenos Land und sind bei einer Länge von 300 km auf 85 km West—Ost-Erstreckung gefunden worden. Die westlichen Beckenrandkonglomerate des Devons gehen nach Osten in die Sandsteine des zentralen Beckens über. Die Faziesveränderungen erschweren die stratigraphische Unterteilung. Da eine lithologische Einteilung nicht möglich war, teilte BÜTLER (1939, S. 14) das Devon anhand von Diskordanzen ein. Zonen mit guterhaltenen Fischen dienten ebenfalls der stratigraphischen Korrelation. Grosse Verwerfungen schneiden das Devon im Osten ab. Die im Osten versenkten Schollen sind mit jüngeren Sedimenten überdeckt. Die jungpaläozoischen kontinentalen Ablagerungen (Karbon und Unterperm) folgen in ihrer Ausbreitung einer Nord—Süd verlaufenden Zone grosser Verwerfungen. Mit ihren mächtigen grobklastischen Sedimenten sind sie

lithologisch oft schwer von den ähnlichen devonischen Ablagerungen zu unterscheiden.

Das Sedimentationsmilieu ändert wesentlich erst mit der Transgression des marinen Oberperms. Das kaledonische Gebirge muss zu jenem Zeitpunkt schon weitgehend eingeebnet gewesen sein. Der Wechsel von kontinentalen und marinen Sedimenten im Mesozoikum deutet auf epirogene Bewegungen. Postkarbonische Faltungen sind in Ostgrönland unbekannt. Dagegen haben Verwerfungen zu verschiedenen Zeiten die ganze Ostküste zergliedert und in ein Schollenmosaik aufgelöst. Vischer (1940, S. 10) hat im nördlichen Teil von Zentralostgrönland eine antithetische Schollentreppe erkannt, die er auf eine Zerrung in Ost—West-Richtung zurückführt.

Einige kleine Vorkommen von Tertiär erwähnt Mayne (1940, S. 31).

Kretazisch-tertiäre Plateaubasalte überdecken grosse Gebiete südlich des Scoresby Sundes. Reste einst grösserer Plateaus befinden sich auch in den küstennahen Gebieten von Zentralostgrönland. Fast überall sind zahlreiche Basaltgänge, Sills und Dykes, zu finden. Für einige konnte devonisches Alter ermittelt werden, andere dagegen stehen in Beziehung mit den mächtigen jüngeren Basaltplateaus. Intrusive Alkaligesteine sind aus den Werner Bjergen südlich des Kong Oscars Fjordes bekannt (Bearth, 1959). Koch (1954) hat eine nach Sachgebieten gegliederte Bibliographie über die jüngeren geologischen Publikationen im Zusammenhang mit seinen zahlreichen Expeditionen nach Ostgrönland verfasst. Eine neuere Zusammenfassung über die ganze Geologie Ostgrönlands steht noch aus, doch finden sich in zahlreichen Spezialarbeiten allgemeine Zusammenfassungen.

STRATIGRAPHIE

Definitionen.

Die Verbreitung und stratigraphische Einordnung der lithologischen Einheiten von Süd Scoresby Land ist in Figur 4 und Tabelle 5 zusammengestellt. Die Figur 20 zeigt die Verteilung quartärer Ablagerungen.

Die stratigraphische Terminologie dieser Arbeit hält sich an die Vorschläge für eine internationale stratigraphische Klassifikation von Hedberg (1954), wobei die englischen Ausdrücke mit möglichst gleichlautenden und gleichwertigen deutschen Ausdrücken übersetzt worden sind. Der im deutschen Sprachgebiet umstrittene Begriff »Formation« wird hier nach angelsächsischem Sprachgebrauch im Sinne von Hedberg (1954, S. 215) für eine kartierbare lithologische und lithogenetische Einheit verwendet, unabhängig von der Zeiteinteilung. Nach dieser Definition müssen in den kontinentalen Sedimenten Einheiten von sehr grosser Mächtigkeit (bis über 1000 m) als Formationen bezeichnet werden, während das Basiskonglomerat des marinen Oberperms mit 30 m Mächtigkeit ebenfalls eine Formation darstellt. Formationen fassen wir in zusammengehörende Schichtgruppen (engl. »group«) zusammen oder unterteilen sie in Schichtglieder (engl. »member«) mit weniger scharfen, schlecht kartierbaren Grenzen. Der Ausdruck »Zone« wird im Zusammenhang mit einem bestimmten Merkmal verwendet. Zonen verschiedener Merkmale können sich gelegentlich überschneiden.

Für die Korngrössenbezeichnungen habe ich deutsche Begriffe in Anlehnung an die englischen nach Wentworth verwendet (Tabelle 1). Für Gesteinsbezeichnungen war das Lehrbuch von Pettijohn (1957) wegleitend. Insbesondere wird der Ausdruck »Arkose« für Quarz-Feldspat-Gesteine verwendet, die zu 25 oder mehr Prozent aus labilen Partikeln bestehen (Feldspat und Gesteinstrümmer, wovon mehr als die Hälfte Feldspat: Pettijohn 1957, S. 291). Den Mineralbestand bestimmte ich unter dem Mikroskop an Dünnschliffen, anfänglich mit dem Point Counter, später durch Schätzen. Die in den Tabellen angegebenen Volumenprozent sind nur Näherungswerte. Unter Oligoklas verstehen wir Plagioklas mit 10—30 % Anorthitgehalt.

Die Bezeichnungen für die Schichtung sind in der Tabelle 2 definiert (vergl. Dunbar & Rodgers 1957, S. 97). Bei der Schrägschichtung habe

ich nach der Nomenklatur von Illies (1949) Diagonalschichtung von Kreuzschichtung unterschieden.

Die Begriffe für den Rundungsgrad sind in der Tabelle 3 zusammengestellt. Die gleichen Begriffe gelten für Gerölle und Sandkörner. Die Zahlen geben nach der Definition von Krumbein das Verhältnis des mittleren Radius' der Ecken zum Radius des grössten eingeschriebenen Kreises in der Projektion an (siehe Pettijohn 1957, S. 57). Der Rundungsgrad der Gerölle wurde im Felde nach der Tafel von Krumbein (1941, Pl. 1) visuell bestimmt, wenn möglich stets für die gleiche Grössenklasse 16—32 mm (grober Kies). Die Rundung des Sandes wurde nach den Vergleichsbildern von Powers (1953, S. 117—119) ermittelt.

Tabelle 1. Verwendete Bezeichnungen für die Korngrösse.
(In Anlehnung an Dunbar und Rodgers, 1957, S. 161, table 7).

1) Mathematische Einteilung (Durchmesser).
2) Vereinfachte Einteilung für den Feldgebrauch.

1)	2)	
4096—2048 mm	4—2 Meter	sehr grosse Blöcke
2048—1024 »	2—1 »	grosse Blöcke
1024—512 »	1—1/2 »	mittlere Blöcke
512—256 »	1/2—1/4 »	kleine Blöcke
256—128 mm	25—13 cm	grosse Brocken
128—64 »	13—6 »	kleine Brocken
64—32 »	6—3 cm	sehr grober Kies
32—16 »	3—1 1/2 »	grober Kies
16—8 »	16—8 mm	mittlerer Kies
8—4 »	8—4 »	feiner Kies
4—2 »	4—2 »	sehr feiner Kies
2—1 mm	2—1 mm	sehr grober Sand
1—1/2 »	1—0,5 mm	grober Sand
1/2—1/4 »	0,5—0,25 »	mittlerer Sand
1/4—1/8 »	0,25—0,125 »	feiner Sand
1/8—1/16 »	0,125—0,06 »	sehr feiner Sand
1/16—1/256 mm	0,06—0,004 mm	Silt
unter 1/256 »	unter 0,004 »	Ton

Sortierung (mit Lupe oder im Dünnschliff geschätzt):

weniger als, und bis 3 Klassen	gut
4—6 Grössenklassen	ziemlich gut
mehr als 6 Klassen	schlecht

Tabelle 2. Verwendete Bezeichnungen für die Schichtung.

über 100 cm	massig	
30—100 »	dickbankig	bankig
10— 30 »	dünnbankig	bankig
3— 10 »	dickplattig	plattig
1— 3 »	dünnplattig	plattig
0,3— 1 »	schiefrig	
unter 0,3 »	blättrig	

Tabelle 3. Verwendete Bezeichnungen für den Grad der Rundung von Geröllen und Sandkörnern.

bis 0,1	nicht gerundet
0,2	sehr schlecht gerundet
0,3	schlecht gerundet
0,4	wenig gerundet
0,5	mässig gerundet
0,6	gerundet
0,7	gut gerundet
0,8	sehr gut gerundet
0,9	vollkommen gerundet

Das Kristallin.

Das Kristallin der südlichen Staunings Alper ist geologisch und petrographisch noch nicht untersucht. Die Beziehungen zwischen dem Kristallin und den kontinentalen Sedimenten sind aber derart eng, dass Untersuchungen im Kristallin erwünscht gewesen wären. Sie lagen aber ausserhalb unseres Ziels und unserer Möglichkeiten. Unsere Beobachtungen am Rande des Kristallins erheben deshalb als Stichproben keinen Anspruch auf allgemeine Gültigkeit und Vollständigkeit.

Das Kristallin zwischen Kortedal und Bjørnbos Gletscher

Zwischen dem Tal des Schucherts Flod und der Snekuppelkløft ragt ein langer, keilförmiger Kristallinhorst hervor. Auf beiden Seiten sind klastische Sedimente an Verwerfungen abgesenkt. Das Gestein besteht aus dunklen, meist roten und gebänderten Gneissen mit intensiv gefalteten Marmorzonen. Eine solche Zone aus Diopsidmarmor bildet östlich

Fig. 3. Namenkarte von Süd Scoresby Land. Leere Dreiecke: Camps von 1956. Ausgefüllte Dreiecke: Camps von 1957. Basislager eingekreist. Die Skizze links oben gibt den Verteiler der Kartierungsunterlagen an: Punktiert (K) = Gebiet der »Forelöbigt Kort in 1:50.000. P = Gebiet, von dem bei der geologischen Kartierung nur schräge Luftaufnahmen vorlagen. Vom ganzen Gebiet wurde nachträglich eine provisorische photogrammetrische Karte 1:100.000 angefertigt, nach der ich die Tafel 1 gezeichnet habe.

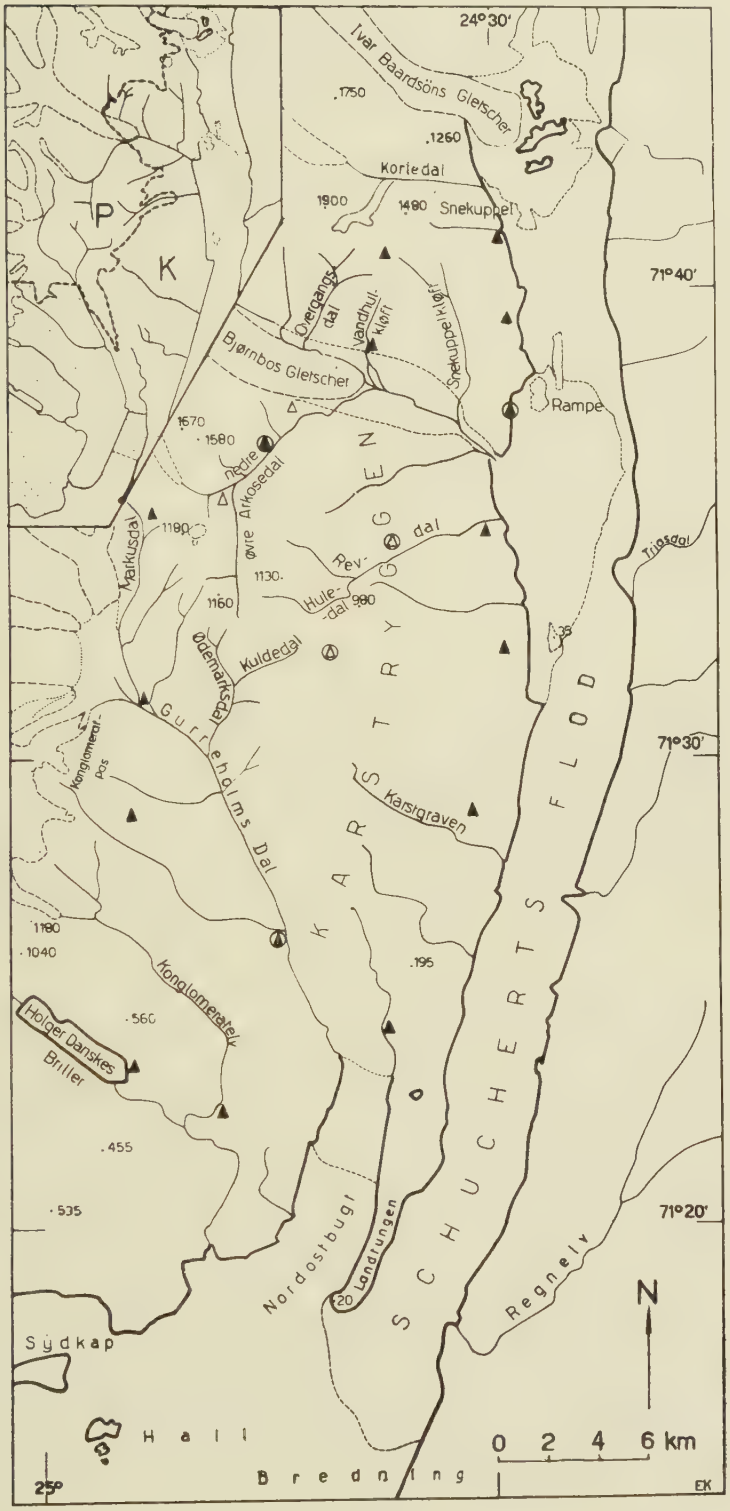

24°30'
Iver Baardsöns Gletscher
1750
1260
Korte dal
1900
1490 Snekuppen
71°40'
Overgangs dal
Landhul-klofi
Snekuppedalen
Bjørnbos Gletscher
Rampe
1670
1580
Nedre Arkosedal
Øvre Arkosedal
1180
Markusdal
Rev-dal
1130
1160
Hule-dal 980
Trugsdal
35
Ødemarksdal
Kuldedal
Gurrehølms Dal
71°30'
Konglomerat-pas
Karstgraven
1180
1040
195
Konglomeratelv
560
Holger Danskes Briller
455
535
Nordostbugt
20 Landtungen
71°20'
Regnelv
N
Sydkap
H a l l
0 2 4 6 km
B r e d n i n g
25°
EK

Fig 3.

der Snekuppel ein markantes, Nord—Süd-streichendes Doppelband, gebildet durch eine nach Westen eingefaltete Synklinale.

An der Basis der Sedimente im Gebiete der Snekuppel kommt das Kristallin an verschiedenen Stellen zum Vorschein. Die Auflagerung der Sedimente ist besonders schön an der leider schwer zugänglichen Nordseite der Snekuppel zu beobachten. Das Kristallin ist ferner in der Vandhulkløft angeschnitten und im Moränengebiet durch den Bjørnbos Gletscher freigefegt worden.

In der Vandhulkløft stehen südfallende, graue und rote gebänderte Gneisse mit aplitischen, roten, kalifeldspatreichern Lagen an, ferner grünliche und rötliche Migmatite. Am Zungenrand des Bjørnbos Gletschers kommen unter dem Moränenschutt graue Granat-Biotitgneisse zum Vorschein.

Am Westrand des Sedimentgrabens der Snekuppel liegt am Grat westlich Overgangsdal ein gehobenes Sedimentpaket, unter dem dunkle, rote Gneisse anzutreffen sind (siehe Tabelle 4). Kalifeldspatreiche, aplitische Lagen von roter Farbe geben dem Gestein ein gebändertes Aussehen.

Die linksseitigen Moränen des Bjørnbos Gletschers führen fast ausschliesslich massige, plutonische Gesteine. Rötliche Biotitgranite sind vorherrschend (ca. 50 %). Graue Granite dürften etwa 20 % erreichen. Der Rest besteht aus rötlichen und grauen granitischen Gneissen, und ?Hornblendesyenit. Blöcke von Olivinbasalt sind selten anzutreffen.

Die rechtsseitige Moräne ist komplexer zusammengesetzt, doch sind immer noch granitische plutonische Gesteine vorherrschend. In der Moräne am Zungenrand des Gletschers dagegen sind Gneisse verschiedener Zusammensetzung beteiligt. Auch konnten pyritreiche, vererzte Blöcke darin festgestellt werden.

Das Kristallin zwischen Bjørnbos Gletscher und Gurreholms Dal.

Die Kristallinrandverwerfung verläuft südlich des Bjørnbos Gletschers ungefähr dem Nedre Arkosedal parallel. Am Kontakt mit den Arkosen fand ich im nördlichen Teil rote Granite mit grobem, rotem Kalifeldspat. Neben Quarz und Feldspat scheint bloss noch wenig Hornblende vorzukommen, Biotit dagegen zu fehlen. Nach Westen zu folgen graue Granite. Ferner konnte am Kontakt ein dunkelgrauer bis rötlicher Granit mit feinem Muskowit festgestellt werden.

Südlich der Abzweigung des Øvre Arkosedal hat die Erosion einige kleinere Fenster in den hier dünnen Sedimentmantel geschnitten. Quer zum Arkosedal ragt ein Kristallinriegel nach Osten vor, der mit einer dünnen Kappe gelber Arkosen bedeckt ist. Die Morphologie erinnert stark an jene der Snekuppel auf der Nordseite: steile Flanke aus Kristal-

lin, sanfte Überlagerung von Sedimenten. Der Kristallinriegel besteht aus massigem Zweiglimmergranit von rötlicher Anwitterung und hellgrauem Bruch, dessen Kalifeldspat grob, ziemlich idiomorph und stark rot pigmentiert ist. An den Erosionsfenstern tritt stark verwitterter Granit hervor. Die Basalarkose unterscheidet sich äusserlich vom Granit nur durch die Schichtung und den Gehalt an Geröllen. Eine Grenze zwischen Kristallin und Sediment lässt sich nur schlecht ziehen.

Der Gipfel des Vorberges P. 1630 besteht aus massigem, kalifeldspatreichem rotem Granit. Im Westen schliesst ein grösseres Gebiet von massigem Granit an, der markante, schroffe Bergformen von alpinem Charakter erzeugt.

Das Kristallin südlich des Gurreholms Dal.

Hier ändert das Gestein wieder. Anstelle der massigen Granite treffen wir vermehrt bunte Gneisse an. Neben dunklem Biotitgneiss mit reichlich grobem rotem Kalifeldspat kommen hellgraue, quarzreiche Granatgneisse vor.

Östlich Holger Danskes Briller, am Flussknie, stossen Arkosekonglomerate an rote, gebankte Gneisse.

Zusammenfassung.

Das Sedimentareal westlich des Schucherts Flod liegt in einem Rahmen granitischer Gesteine, deren gemeinsames Merkmal das reichliche Auftreten groben, rotpigmentierten Na-Kalifeldspates ist. Nördlich des Bjørnbos Gletschers und südlich des Gurreholmsdal herrschen granitische Gneisse, im dazwischenliegenden Gebiete aber massige, granitische Intrusivgesteine vor.

Die jungpaläozoischen kontinentalen Ablagerungen.

Den Kristallinrand an der Hauptverwerfung der Staunings Alper säumt ein mehrere Kilometer breiter, unregelmässiger Streifen bunter, klastischer Sedimente, in denen Unterperm nachgewiesen worden ist. Sie bestehen aus meist groben, konglomeratischen Arkosen von grosser Mächtigkeit. Sie sind in zahlreiche, gegeneinander verstellte Schollen zerbrochen, die peneplainisiert und vom Basiskonglomerat des marinen Oberperms diskordant überlagert worden sind. Jüngere Schollenbewegungen haben auch das Oberperm erfasst. Verwerfungen sind in den mächtigen und eintönigen kontinentalen Sedimenten schlecht zu verfolgen, da Bezugshorizonte meist fehlen.

In kontinentalen Ablagerungen, wie sie in unserem Gebiete anstehen, sind rasche Fazieswechsel zu erwarten. Die stratigraphische Einordnung

und Korrelation mächtiger, eintöniger Ablagerungen mit raschen seitlichen Fazieswechseln ist schwierig. Die Seltenheit und der schlechte Erhaltungszustand der Fossilien, die oft schlecht überblickbare Bruchtektonik und die wenig typische Gesteinsfarbe zwingen den aufnehmenden Geologen zur Anwendung sedimentologischer Kriterien.

Zur Abgrenzung lithostratigraphischer Einheiten wurden u. a. folgende Kriterien verwendet:

— Geröllgehalt.
— Korngrösse und Sortierung.
— Rundungsgrad.
— Art und Bedeutung des Bindemittels.
— Farbe.
— Mächtigkeit.

Auf Grund solcher Kriterien haben wir die jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente unseres Gebietes in eine Anzahl lithostratigraphischer Einheiten aufgeteilt, wie sie in Tabelle 5 zusammengestellt sind.

Die Bjørnbos-Corner-Formation.

Östlich der Snekuppel fällt ein steiler Hang aus kaledonischen Gneissen mit intensiv gefalteten Marmorzonen ins Tal des Schucherts Flod hinunter. Am Fusse des Steilhanges, in sanfter Böschung von der Höhenkote 200 m bis gegen die Talsohle des Schucherts Flod, ragen Schichtköpfe geneigter, grobklastischer Sedimente aus der Vegetations- und Schuttdecke. Die Sedimente nehmen einen 8 km langen, nur wenige hundert Meter breiten Streifen am Fusse des Kristallinhanges unter der Snekuppel ein. Im Osten und Süden verschwinden sie unter quartärer Überdeckung. Sie setzen sich wahrscheinlich auf der Ostseite des Schucherts Flod fort, da dort ganz ähnliche Schichtköpfe am Fusse der Talflanke zu beobachten sind. Auf der Nordseite des Ivar Baardsöns Gletscher sind ferner Sedimente zu sehen, die im Westen von einer Verwerfung abgeschnitten werden und die nördliche Fortsetzung unserer Gesteine sein dürften. Der westliche Kontakt zum Kristallin ist nirgends aufgeschlossen, aber auf weniger als ein Dutzend Meter einzuengen. Die Schichten streichen schräg zu ihrer westlichen Begrenzung und fallen mit 30 bis 70 Grad nach Nordosten. Ihre Westgrenze muss somit tektonisch bedingt sein. Morphologisch ist eine deutliche Nord—Südlinie zu sehen, die das Sedimentgebiet nach Westen abschneidet. Aus der Luft

Fig. 4. Die lithostratigraphischen Einheiten von Süd Scoresby Land. Stratigraphischer Schlüssel als Profilskizze links oben. Das Oberperm überdeckt stratigraphisch verschieden hoch liegende Niveaus und Verwerfungszonen. Dies dokumentiert intrapermische Bruchbildung und Erosion. Vergl. Fig. 17.

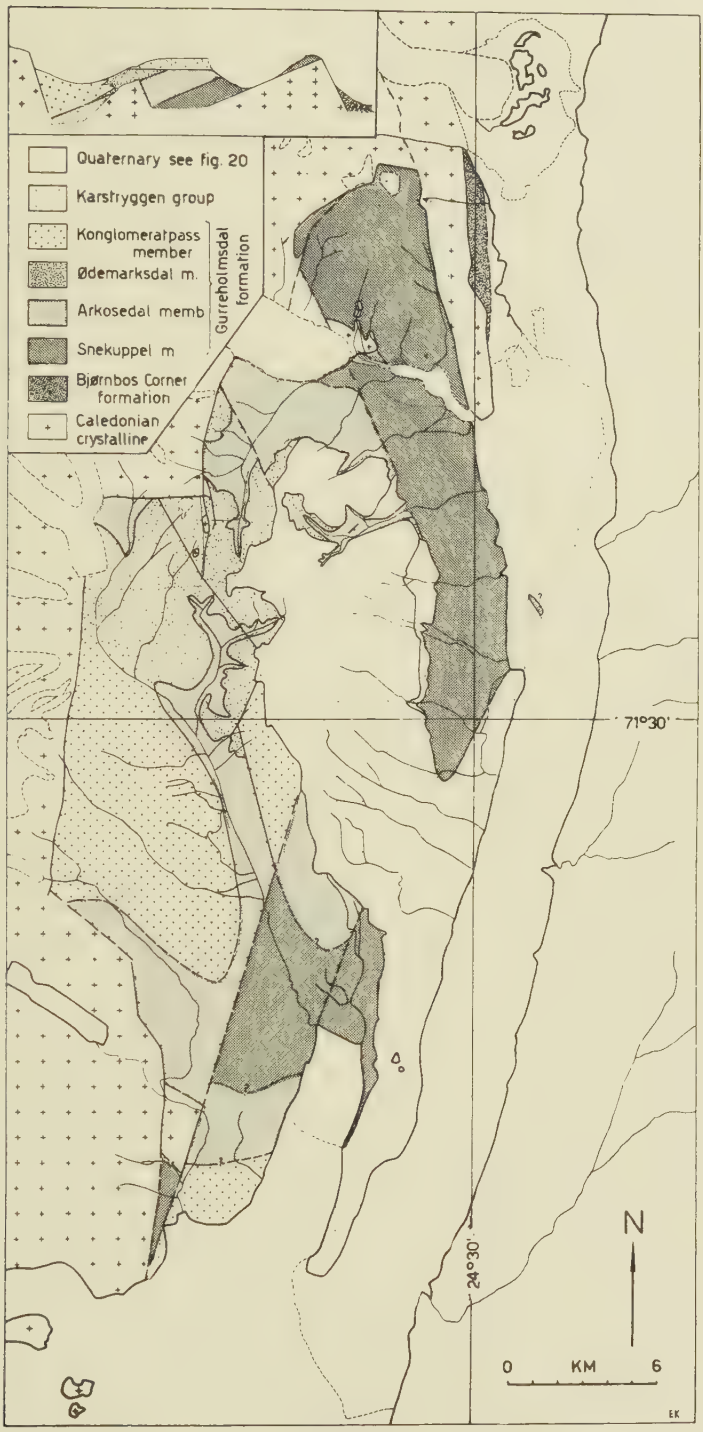

Quaternary see fig. 20
Karstryggen group
Konglomeratpass member
Ødemarksdal m.
Arkosedal memb
Snekuppel m
Bjørnbos Corner formation
Caledonian crystalline
Gurreholmsdal formation
71°30'
24°30'
N
0 KM 6
EK

Fig. 4.

gesehen erscheinen die Schichtköpfe sichelförmig gebogen. Die Messungen im Gelände zeigten, dass kein blosses Intersektionsphänomen, sondern Schleppung vorliegt.

Nur einzelne, lange Schichtköpfe ragen aus der Moschusweide. Nirgends ist die Schichtfolge von einem Bach quer angeschnitten, dass man ein zusammenhängendes Profil beobachten könnte. Deshalb sind wir für die Angabe der Mächtigkeit auf Vermutungen angewiesen. Alle angetroffenen Schichten fallen mehr oder weniger steil nach Nordosten; andere Fallrichtungen konnten nicht beobachtet werden. Wir wissen nicht, ob Querstörungen auftreten und sich die Schichtfolge dadurch wiederholt, oder ob eine zusammenhängende, konkordante, sehr mächtige Ablagerung vorliegt. Da aber nirgends die Basis zu sehen ist, muss die Mächtigkeit selbst bei vorhandenen Querstörungen in der Grössenordnung von 1000 m liegen. Ohne Annahme von Querstörungen kommen wir bei rein konstruktiver Ermittlung anhand zahlreicher Fallmessungen auf weit höhere Beträge.

Aus der Morphologie darf geschlossen werden, dass es sich weniger um eine einheitliche Schichtfolge, als um eine Wechsellagerung grobklastischer und feinerer, härterer und weicherer Gesteine handelt. Nur die härteren Schichten ragen aus der Vegetationsdecke heraus. Bei horizontaler Lagerung wäre eine Terrassierung des Geländes zu erwarten.

Die Farbe des Gesteins ist meist grau, ferner gelb, braun und rötlich, aber nie sehr intensiv. An der Mündung des Kortedals stehen auch grüne, feinere Arkosen an.

Die meisten der angetroffenen Gesteine sind brekziöse und konglomeratische, meist sehr grobe Arkosen mit plattiger bis bankiger, unregelmässiger Schichtung. Meist ist deutliche Kreuzschichtung zu sehen. Das Gestein zerfällt zu rauhen, absandenden Platten und grobem Grus. Eine detailliertere Beschreibung gibt Tabelle 6. Nach Norden, in stratigraphisch höheren Schichten, nehmen Korn- und Geröllgrösse etwas ab.

Die Bjørnbos-Corner-Formation unterscheidet sich von den übrigen klastischen jungpaläozoischen Sedimenten unseres Gebietes durch das Vorherrschen heller, oft leicht farbig getönter Quarzitgerölle, die in den andern Konglomeraten fehlen. Die meisten übrigen Merkmale des Gesteins sind dagegen wenig charakteristisch. Der grobe hellrote und meist recht frische Feldspat, der dem Gestein eine rötliche Farbe geben kann, kommt in den andern Einheiten ebenfalls reichlich vor.

Die grüne Arkose an der Mündung des Kortedal (siehe Tabelle 7) enthält häufig schwarze Tongallen und kohlige Schmitzen. Ferner wurden Querschnitte autochthoner Baumstämme im Gestein festgestellt.

Die Gurreholmsdal-Formation.

Als Gurreholmsdal-Formation fassen wir die meist grobklastischen kontinentalen Sedimente zusammen, die von der Snekuppel bis zur Nordostbugt reichen und besonders auf beiden Seiten des Gurreholms Dal in mehreren Profilen beobachtet werden können. Im Gegensatz zur Bjørnbos-Corner-Formation enthalten die Konglomerate dieser Formation anstelle der Quarzitgerölle nur Granit- und Gneissgerölle. Als Typus der Gurreholmsdal-Formation soll das Profil im Ødemarksdal, Fig. 10 gelten.

Wir unterteilen die Gurreholmsdal-Formation in folgende lithologische Einheiten:

— Konglomeratpas-Schichtglied, als oberste Einheit.
— Ødemarksdal-Schichtglied (Unterperm).
— Arkosedal-Schichtglied.
— Snekuppel-Schichtglied, diskordant auf Kristallin.

Diese Einheiten bilden teilweise vertikal Übergänge, möglicherweise auch horizontal. Die Abgrenzungen sind deshalb schlecht zu kartieren.

Das Snekuppel-Schichtglied.

Auf der Nordseite des Bjørnbos Gletschers steigt eine Tafel klastischer Sedimente nach Norden bis zur Snekuppel hinauf. Diese Sedimenttafel ist 4—6 km breit, 7 km lang und besitzt eine Mächtigkeit von etwa 400 m. Sie ruht auf einer mehr oder weniger ebenen Unterlage von kaledonischen Gneissen, die auf der Nordseite der Snekuppel und in der Vandhulkløft unter den Sedimenten zum Vorschein kommen. Die Sedimente liegen, im Westen und Osten durch Verwerfungen abgesenkt, grabenartig in einem Rahmen von Kristallin.

Nach Profilkonstruktionen anhand der Intersektion sollten die Sedimente mit bloss ca. 10° nach Südosten einfallen. Messungen zeigen aber Einfallswinkel bis über 20°. Zum Teil mag das von einer primären Neigung bei der Ablagerung der Sedimente herrühren, zum andern Teil könnten aber Unregelmässigkeiten in der kristallinen Unterlage daran Schuld sein. Nach Westen sollte im untersten Overgangsdal Kristallin zum Vorschein kommen; doch stehen Sedimente an. Somit kann die Unterlage keine Ebene sein. Ich vermute deshalb hier eine tektonische Störung, die im schuttbedeckten Gebiet nicht beobachtet werden kann. Die Möglichkeit einer topographischen Unebenheit des Basements ist nicht ausgeschlossen.

Das Snekuppel-Schichtglied wurde in folgende Zonen unterteilt, deren Abgrenzung im Felde allerdings nicht streng durchgeführt werden konnte:

3. Braune und graue dünnplattige Arkosen, als oberste Zone von etwa 200 m Mächtigkeit, mittlerer Korngrösse, guter Sortierung und typisch zu einem Haufwerk dünner Platten und Schiefer zerfallend. Keine Gerölle. Vegetationsbedeckung fehlt.
2. Rote, grobe Arkosen von etwa 175 m Mächtigkeit, gelegentlich Granitgerölle führend, mit deutlich karbonatischem Bindemittel.
1. Basisbrekzie. Etwa 20 m mächtig. Aufgearbeiteter Kristallinschutt.

An der Obergrenze der roten, groben Arkosen schaltet sich ein ca. 2 m mächtiger Horizont von Kalken mit konzentrischschaliger, blumenkohlartiger Struktur ein. Einige feinklastische und tonige Einschaltungen erzeugen ferner im Gelände eine deutliche, vegetationsbedeckte Verflachung. Der Unterschied im Erosionswiderstand der härteren roten und der weicheren braunen Arkosen kommt in der Morphologie an der Snekuppel deutlich zum Ausdruck.

Das Snekuppel-Schichtglied unterscheidet sich von den übrigen kontinentalen Einheiten durch das Fehlen oder sehr starke Zurücktreten von Geröllen, durch das feinere und besser sortierte Material und das Vorherrschen plattiger, ebener Schichtung. Bloss in den tieferen Schichten gibt es Abweichungen, indem die roten, groben Arkosen mehr an die Ablagerungen des Arkosedal-Schichtgliedes erinnern.

Gesteine von auffallend ähnlichem Habitus wie jene des Snekuppelgebietes stehen im unteren Gurreholms Dal auf ca. 5 km Länge am Ufer des Flusses an und reichen bis zur Mündung bei der Nordostbugt. Diese Gesteine enthalten schlechte Pflanzenabdrücke. In einer einzigen, nur 15 cm mächtigen Lage von bituminösem, schwarzem Kalk mitten in roter Arkose konnten guterhaltene Fischabdrücke gefunden werden. Diese Ablagerungen hat STAUBER (1940, S. 9) als »Karbonsandsteine« erwähnt. Er schreibt von grauen und rötlichen Sandsteinen mit Schieferlagen, in denen H. HÜBSCHER kleine Fischabdrücke gefunden habe. Weiter oben werde das Gestein gröber und enthalte schlechte Pflanzenreste. STAUBER will noch nicht entscheiden, ob diese »Karbonablagerungen» Äquivalente des kontinentalen Mittelkarbons oder der höheren, brackisch-marinen Schichten der Traill Ø seien.

Mangels Leitfossilien war es auch uns nicht möglich zu entscheiden, ob die Schichten am unteren Gurreholms Elv nicht nur faziell, sondern auch zeitlich jenen des Snekuppelgebietes entsprechen.

Die Basisbrekzie: Die Auflagerung der Sedimente auf das kaledonische Kristallin ist am eindrücklichsten auf der Nordseite der Snekuppel zu sehen. Die sehr steile Wand ist aber schwer zugänglich. In der Vandhulkløft hat sich ferner der Bach durch die Sedimentdecke bis

Fig. 5. Die Auflagerung von kontinentalen Sedimenten (Snekuppel-Schichtglied) auf den kristallinen Sockel. Blick aus 1750 m Höhe nach Osten auf die Sneekuppel (P. 1480), das Schuchert Dal und Jameson Land (im Hintergrund). K = Kristallin, S = Snekuppel-Schichtglied.

aufs Kristallin hineingeschnitten, so dass dort zwischen den Höhenkoten von 400 und 540 m in der Schlucht die Auflagerung der Sedimente gut beobachtet werden kann.

Das Liegende bilden bunte, gebänderte und gefältelte Gneisse mit roten aplitischen Lagen. Die Bankung und Paralleltextur des Gneisses fällt mit ca. 35° nach SSE, und stimmt in der Richtung mit jener der überlagernden Sedimente überein, bloss dass der Fallwinkel mehr als doppelt so gross ist.

Aus Distanz sind Kristallin und Basisbrekzie schlecht zu unterscheiden, da sie in Farbe und Zusammensetzung völlig übereinstimmen. Nur die unregelmässig plattige Schichtung und der Gehalt an nicht orientierten Gesteinsfragmenten weisen auf den Unterschied hin. Anteil und Grösse der Gerölle schwanken. Ihre Zusammensetzung und Form zeigen, dass das Material als autochthoner Schutt des liegenden Kristallins betrachtet werden kann.

Die Mächtigkeit der Basisbrekzie dürfte 20 m erreichen.

Über die Zusammensetzung und die Eigenschaften der Basisbrekzie orientiert Tabelle 8, und die Figur 6 gibt einen Eindruck ihres Aussehens.

Fig. 6. Die Basisbrekzie des Snekuppel-Schichtgliedes. Vandhulkløft, 400 m ü. M.

Die roten, groben Arkosen: Eine kartierbare Grenze gegen die Basisbrekzie konnte nicht festgelegt werden. Offenbar sind Übergänge zwischen den beiden Zonen vorhanden. Sehr grobes Korn, hoher Gehalt an hellrotem Feldspat, Kreuzschichtung, Kalkzement und gute Festigkeit, ferner das Vorkommen von roten Granitgeröllen sind Merkmale, die überraschend gut mit jenen der typischen Gesteine des Arkosedal-Schichtgliedes übereinstimmen. Ursprünglich wurde auch an eine stratigraphische Korrelation gedacht, die sich aber aus faziellen Gründen im grösseren Verbande nicht durchführen liess, besonders was die hangenden Zonen anbelangt.

Um die Ähnlichkeit zu vervollständigen, ragt an der Obergrenze der Schichtfolge eine massige, härtere Bank als Steilkante heraus, über der feinklastische Einschaltungen eine vegetationsbedeckte Terrasse mit Quellhorizonten bilden. Im Schutt konnten auf jener Terrasse Gerölle von knolligem Kalk gefunden werden. Solche knollige Kalke sind an der Obergrenze der roten Arkosen nahe der Hauptverwerfung im Sattel westlich der Snekuppel aufgeschlossen. Der Kalk ist ca. 2 m mächtig, von schmutzig-grauer und schwärzlicher Farbe, mit roten und grünlichen Flecken. Er besteht aus blumenkohlartigen Knollen und Wülsten bis zu 20 cm Durchmesser, die wohl von inkrustierenden Organismen,

Fig. 7. Dünnplattige, braune Arkose. Snekuppel-Schichtglied. Auf 1250 m südlich der Snekuppel. Hammerstiel 50 cm lang.

vielleicht Algen, herstammen dürften. Darin eingeschlossen sind rotviolette Tonfetzen bis zu 5 mm Durchmesser und konzentrisch angeordnete, regelmässige Löcher bis zu 1 mm Durchmesser.

Ähnliche Kalke konnten in der Gurreholmsdal-Formation entweder im Schutt oder anstehend immer dort gefunden werden, wo grobe, massige Arkosen nach oben von pelitischen Einschaltungen unterbrochen werden, z. B. an der Obergrenze des Arkosedal-Schichtgliedes im Gurreholms Dal und im Markusdal. Es scheint sich nicht um einen stratigraphischen Leithorizont zu handeln, wie ursprünglich vermutet, sondern um eine rein fazielle Erscheinung.

In der Übergangszone der groben, roten Arkose zu den braunen und grauen, dünnplattigen Gesteinen im Hangenden schalten sich tonige, wassergesättigte Lagen ein, die gerne vegetationsbedeckte Terrassen und Quellhorizonte bilden.

An der Basis der dünnplattigen Arkosen konnten oberhalb der Vandhulkløft auf 1015 m ü. M. zahlreiche schlechterhaltene Pflanzenreste gefunden werden.

Die braunen und grauen dünnplattigen Arkosen: Das Gestein dieser ca. 200 m mächtigen Zone bildet in der Gegend zwischen

Snekuppel und dem Tal des Bjørnbos Gletschers die höchsten Rücken. Typisch sind sanfte, kahle, mit plattigem Schutt übersäte Hügel. Nur selten kann das Gestein anstehend gefunden werden, da es zum Hakenwerfen neigt und sich leicht in einen Haufen loser Platten auflöst (siehe Fig. 7). Die dünnen Platten sind meistens dunkelbraun, mit einer Nuance ins Violett und hellen, grünen oder gelben Pfennigen, gegen Osten auch hellgrau mit einer Nuance Grün. Die Schichtung ist ausgeprägt plattig. Glimmerschüppchen in schichtparalleler Anordnung unterstreichen noch die leichte Spaltbarkeit. Oft lösen sich quadratmetergrosse an Karton erinnernde Platten mit ebenen, glatten Flächen. Das Gestein ist aber bloss mässig hart; das Bindemittel ist leicht kalkig. Nach der Zusammensetzung sind die Gesteine dieser Zone meist Arkosen, gelegentlich Subarkosen, doch tritt der Feldspatgehalt gegenüber den gröbern Zonen z. B. des Arkosedal-Schichtgliedes deutlich zurück. Der feine bis mittlere Sand des Gesteins ist gut sortiert, aber schlecht gerundet.

Die braune Farbe entsteht durch eine starke limonitische Pigmentierung an den Korngrenzen, teilweise auch durch den Gehalt an hellrotem Kalifeldspat. Gelegentlich kommen Rippelmarks, Trockenrisse, Gleitwülste und Tongallen vor, dagegen nur selten Gerölle. Die Schrägschichtung ist meist ausgeprägt.

Beispiele über die Eigenschaften von Gesteinen des Snekuppel-Schichtgliedes sind in der Tabelle 9 zusammengestellt.

Das Arkosedal-Schichtglied.

Im Nedre Arkosedal kontrastieren die mächtigen, intensiv dunkelroten, konglomeratischen Arkosen auf beiden Talflanken kräftig gegenüber den leuchtenden Schneeflecken, dem Dunkelgrün der Vegetation und dem Blau des Himmels.

Am linken Talausgang bauen diese Gesteine eine regelmässige Bergpyramide neben der Hauptverwerfung auf, die sich in der Morphologie nicht von den markanten, regelmässigen Bergen im massigen Granit der Staunings Alper unterscheidet. Dies deutet auf eine monotone, im grösseren Verbande gleichmässig harte Sedimentfolge, die sich von den häufig durch selektive Verwitterung terrassierten Schichtfolgen der tieferen und höheren Einheiten deutlich unterscheidet.

So gleichmässig das Gestein jedoch im Grossverbande ist, so wechselnd ist es im Detail.

Sehr grobe, Granitgerölle führende Arkosen und Konglomerate mit intensiver Kreuzschichtung herrschen vor. Feinere Einschaltungen sind sehr selten. Die Farbe des Gesteins ist sowohl im Bruch wie in der Anwitterung dunkelrot, durch Algenbewuchs auch schwarzrot. Hellere Partien von weisslicher bis gelber Farbe, ferner dunkelviolette Einschaltungen sind möglich. Typisch ist eine sehr unregelmässige, meist dick-

Fig. 8. Blick ins Nedre Arkosedal mit der Hauptverwerfung (f). Gesteine des Arkosedal- und Ødemarksdal-Schichtgliedes stehen im Kontakt mit dem Kristallin (K) der Staunings Alper. An der Verwerfung Minerallagerstätten (Zinkblende etc.).

plattige Kreuzschichtung. In den obersten Partien wird das Gestein dickbankig, ja massig und zerfällt zu riesigen Quadern. Der Schutt besteht aus sehr grossen Blöcken, rauhen unebenen Platten, sehr grobem Grus und losen Granitgeröllen. Der Zement besteht aus Kalk, oft in beträchtlichen Anteilen. Im Passon-Apparat wurden bis über 15 Volumenprozent Karbonat nachgewiesen. Fossilien sind sehr selten und schlecht erhalten. Wo genügend Feuchtigkeit vorhanden ist, wächst auf dem Schutt dieses Gesteins mit Vorliebe *Cassiope tetragona* (Ericacea).

Als Typus des Arkosedal-Schichtgliedes bezeichnen wir die Gesteine auf der linken Seite des Nedre Arkosedals nordwestlich der Talgabelung (Fig. 8). In der Tabelle 10 sind die Eigenschaften dieses Gesteins an Beispielen erläutert und in Figur 9 illustriert.

Abgrenzung und Verbreitung: Eine sichere und eindeutige untere Abgrenzung des Arkosedal-Schichtgliedes liess sich nicht durch-

Fig. 9. Rote, konglomeratische Arkose. Typischer Habitus des Arkosedal-Schichtgliedes. Granitgerölle. Hammerstiel ca. 35 cm.

führen. Es scheint, dass die feinklastischeren Sedimente des Snekuppel-Schichtgliedes allmählich in die gröberen, geröllführenden des Arkosedal-Schichtgliedes übergehen. Einen solchen Übergang glaubte ich am südlichen Zungenrand des Bjørnbos Gletschers und am Ausgang des Revdals zu erkennen. Es scheint ferner, dass die Schichten nach Osten allgemein feinkörniger werden.

Die obere Abgrenzung ist leichter zu ziehen, da die höchsten Schichten des Arkosedal-Schichtgliedes sehr massig werden und häufig eine markante Geländestufe erzeugen, über der sich Weideterrassen mit Quellhorizonten ausdehnen. Ursache dieser Erscheinung sind mehrere tonige Einschaltungen an der Obergrenze. An andern Stellen, z. B. im Nedre Arkosedal scheint dagegen eher ein allmählicher Übergang vorzuliegen. Im vorderen Nedre Arkosedal sind etwa 600 m des Arkosedal-Schichtgliedes in einem zusammenhängenden Profil anstehend. Dies dürfte etwa der Minimalmächtigkeit entsprechen.

Das Arkosedal-Schichtglied nimmt beide Flanken des Nedre Arkosedals ein und wird im Westen von der Hauptverwerfung abgeschnitten. Im Øvre Arkosedal steht es im Talweg an. Ferner kommen die markanten, massigen Arkosen im Revdal, Huledal und Kuldedal zum Vorschein und bilden auf der rechten Seite des Ødemarksdals eine aus-

geprägte Terrasse mitten in der Talflanke. Auf etwa 10 km Länge können die roten Arkosen ferner am Ufer des mittleren Gurreholms Elv verfolgt werden. Die südlichsten Aufschlüsse des Arkosedal-Schichtgliedes liegen östlich Holger Danskes Briller. Im oberen Gurreholms Dal sind in sonst typischen Gesteinen des Arkosedal-Schichtglieds anstelle der roten Granite mehr bunte Gneisse als Gerölle enthalten.

Das Ødemarksdal-Schichtglied.

Westlich des Kuldedal und Ødemarksdal dehnen sich kahle, gelbe Hügel mit weiten Sandflächen aus, so dass man sich in einer Sandwüste wähnen könnte. Es ist der kaum verfestigte feldspatreiche Grus mit unfrischen Granitgeröllen des Ødemarksdal-Schichtgliedes, der diese Landschaft prägt. In der Mineralzusammensetzung ist nur ein geringer Unterschied gegenüber dem Arkosedal-Schichtglied zu finden, nämlich dass der Kalkzement meistens fehlt, der rote Feldspat das Gestein bloss hellgelb oder hellrötlich zu färben vermag und zahlreiche feinklastische Einschaltungen neben einer stark selektiven Anwitterung ein deutlich terrassiertes Erosionsprofil erzeugen.

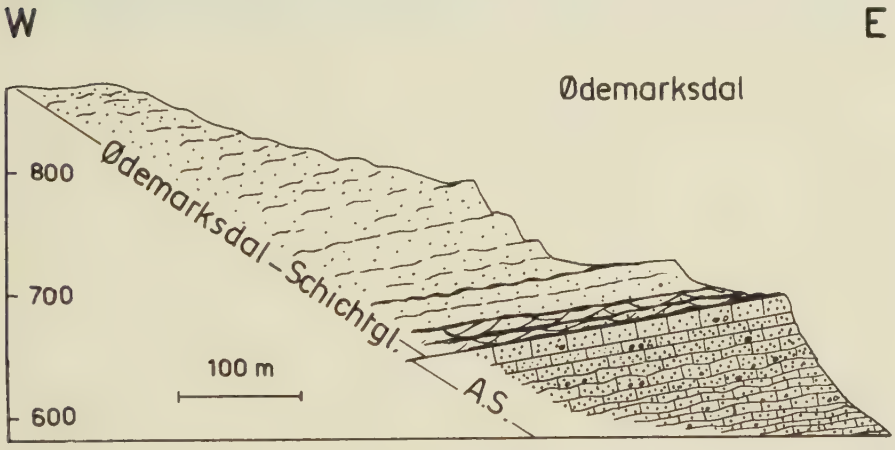


Fig. 10. Das Ødemarksdal-Schichtglied. Typlokalität im Ødemarksdal. Unten Arkosedal-Schichtglied (A.S.) mit massiger Lage an der Obergrenze. Übergang durch schiefrige Einschaltungen, morphologisch durch Terrassen markiert.

Das Gestein ist ferner intensiv und wirr kreuzgeschichtet und verwittert zu bizarren Formen.

Als Typus des Ødemarksdal-Schichtgliedes soll die gelbe, lockere Arkose auf der südlichen Seite des Ødemarksdals oberhalb der markanten Terrasse gelten (Stratigraphisches Profil Figur 10, von 640 m ü. M. bis zum Hügelrücken auf 850 m). Die Schichtfolge ist hier etwa 250 m mächtig.

Abgrenzung und Verbreitung: So deutlich meist die untere Grenze ist, so undeutlich und unbekannt ist die obere. Vermutlich geht das Ødemarksdal-Schichtglied nach oben, nach Süden und Osten in das Konglomeratpas-Schichtglied über. Die südliche Grenze der bekannten Vorkommen läuft ungefähr dem oberen Gurreholmsdal parallel. Die untersten, eher feineren Konglomeratpas-Schichten vertreten somit südlich des Gurreholmsdal vermutlich die Gesteine des Ødemarksdal-Schichtgliedes.

In der Gegend zwischen Punkt 1180 und Punkt 1160 nördlich des Ødemarksdal liegt gelbe Arkose direkt dem Kristallin auf. Dieses erscheint in mehreren kleinen Fenstern. Die Auflagerung der Sedimente ist deutlich verschieden von jener, die wir an der Basis des Snekuppel-Schichtgliedes in der Vandhulkløft kennen gelernt haben. Dort beobachteten wir eine harte Brekzie, die aus dem verkitteten Schutt der liegenden Gneisse gebildet worden war. Hier jedoch finden wir einen stark vergrusten, grauen und unfrischen Zweiglimmergranit, der ohne scharfe Grenze in eine Arkose von gleicher Zusammensetzung und Farbe übergeht. Erst ca. 10 m über dem Granit erscheint die normale gelbe Arkose.

Wir müssen somit annehmen, dass diese Auflagerung von jener des Snekuppelgebietes verschieden, nämlich jünger ist. Anderseits liegt die gleiche gelbe Arkose schon wenige Kilometer südlich und westlich davon konkordant auf dunkelroter Arkose des Arkosedal-Schichtgliedes.

Das Verbreitungsgebiet des Ødemarksdal-Schichtgliedes ist beschränkt auf die weitere Umgebung des Ødemarksdal. Es reicht ins obere Revdal und ziemlich sicher bis auf die linke Seite des Nedre Arkosedals, während es nach Süden dem Gurreholms Dal entlang unter quartärer Bedeckung zugunsten des Konglomeratpas-Schichtgliedes verschwindet.

Alter: Gesteinsproben aus dem stratigraphischen Profil im Ødemarksdal (Figur 10) wurden an Pollenspezialisten der Universität Cambridge, England, geschickt. Nach einem Brief von N. F. HUGHES, Cambridge, an M. AELLEN vom 11. Juni 1959 ist die im Handstück Nr. 187 gefundene Pollen-Sporen-Vergesellschaftung permisch. Die Sporen würden mit solchen von unterpermischem Alter übereinstimmen. Der Fund stammt aus der ersten tonigen Einschaltung gerade an der Grenze des Arkosedal-Schichtgliedes zum Ødemarksdal-Schichtglied.

Demgemäss wäre die Auflagerungsfläche der Sedimente auf dem Granit zwischen Punkt 1180 und Punkt 1160 im Unterperm überdeckt worden.

Über die Gesteinszusammensetzung des Ødemarksdal-Schichtgliedes orientiert die Tabelle 11.

Fig. 11. Detailpartie des Konglomeratpas-Schichtgliedes, beim Uferanriss des obersten Gurreholms Dal. Fahle, lockere Arkose mit bunten Streifen, die eine Schrägschichtung angeben. Vereinzelte Gerölle aus Granit und Gneiss. Hammerstiel 50 cm.

Das Konglomeratpas-Schichtglied.

Die typischen gelben, lockeren Arkosen des Ødemarksdal-Schichtgliedes fehlen auf dem südlichen Ufer des Gurreholms Elv. In der Nähe der roten, massigen Arkosen vom Typus des Arkosedal-Schichtgliedes stossen wir im oberen Gurreholms Dal nach Westen bald auf graue und bunte Arkosen, weiter oben auf sehr grobe, unverfestigte Konglomerate, die kaum von rezenten Schottern zu unterscheiden sind. Im hintersten Gurreholms Dal, gegen den Konglomeratpas, steht eine 1000 m übersteigende Gesteinsfolge von Arkosen und Konglomeraten an, die aus der Entfernung gesehen dunkelgrau, mit einer deutlichen Violett-Tönung erscheint. In der Nähe gesehen wechseln die Farben von Schicht zu Schicht sehr stark, doch ist ein eigentümlicher Wechsel fahler Farben von violett zu grünlich, selbst quer zur Schichtung, charakteristisch.

Am Ufer des obersten Gurreholms Elv, etwa 200 m östlich der frischen Endmoräne, steht ein buntes Konglomerat an, das wegen mangelhafter Verfestigung leicht zu Grus mit losen Geröllen zerfällt (Fig. 11). Seine Farbe ist fahlgrau mit dunkelrot gezeichneter Kreuzschichtung, die aber im Anwitterungsprofil nicht hervortritt. Die verschiedenartigen Gerölle nehmen etwa 10 bis 80 % des Gesteinsvolumens ein, sind wenig

gerundet und stecken in einer arkoseartigen, losen Zwischenmasse. Die Grösse der Gerölle reicht bis zu kleinen Blöcken.

Im Gegensatz zu den tieferen Schichtgliedern der Gurreholmsdal-Formation kommen hier neben rotem Granit in wesentlichen Anteilen auch andere Gerölle vor: Heller, frischer Biotitgranit ist häufig; doch findet sich auch ein graugrüner, grober Granit mit rotem Na-Kalifeldspat und Biotitfetzen, ferner verschiedene grünliche und rötliche Gneisse, grüner Biotitgranit, weisslicher Quarzit mit feinem idiomorphem Biotit und hellgrauer, feiner Marmor.

Die sandige Zwischenmasse enthält sehr groben Quarz und häufig hellroten Kalifeldspat, ferner frischen und ziemlich idiomorphen Biotit. Der Zement, wenn überhaupt vorhanden, ist kalkig.

Nahe der Hauptverwerfung zwischen Gurreholms Dal und Konglomeratpas findet sich auf ca. 600 m ü. M. eine Stufe aus kalkigem, hellbraunem Feinsandstein, über der ca. 250 m unverfestigte Konglomerate einsetzen, die sich nur durch die geneigte Lagerung und die eigentümlich fahle Farbe von quartären Schottern unterscheiden. Der Wechsel von feineren und gröberen, geröllreicheren und sandigeren Lagen erzeugt eine Terrassierung mit Stufen in der Grössenordnung von 5—10 m. Der Geröllanteil dürfte meistens 50 % übersteigen. Die Grösse der Gerölle reicht bis zu grossen Blöcken. Gneisse herrschen vor, so vor allem ein heller Granat-Biotitgneiss und ein grober Augengneiss. Sowohl Grösse, wie Sortierung und Rundungsgrad der Gerölle wechseln stark.

Die Zwischenmasse besteht aus Grus und eckigen Gesteinstrümmern von braunroter und hellgrüner Farbe. Dünne, schwarze und rote, oft tonige Einschaltungen, z.T. mit Septarien, unterbrechen die monotone Schichtfolge.

Die Geröllgrösse scheint nach Osten rasch abzunehmen. Nordwestlich des Basislagers im mittleren Gurreholms Dal (siehe Figur 3) ist ein gutes Profil einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Schiefern und Arkosen aufgeschlossen, das wir ebenfalls zum Konglomeratpas-Schichtglied rechnen. Auch hier ist das Gestein aus Entfernung betrachtet grau mit einer leichten Violett-Tönung, im Detail aber sehr wechselnd gefärbt. Dieses Gestein ist durch karbonatisches Bindemittel gut verfestigt, plattig bis schiefrig, oft mit schöner Diagonalschichtung. Einzelne Bänke mit roter, Granitgerölle führender Arkose erinnern stark an das Arkosedal-Schichtglied, doch sind diese Lagen nur unbedeutende Einschaltungen.

In der Tabelle 12 sind einige Daten über die Zusammensetzung dieser Zone des Konglomeratpas-Schichtgliedes enthalten.

Konglomerate, die jenen vom obersten Gurreholms Dal stark gleichen, stehen kurz vor der Mündung des Konglomeratelv in den Hall Bredning am Flussufer an. Aus lithologischen Gründen, vor allem der

lockeren Zwischenmasse und der Geröllzusammensetzung wegen, rechne ich dieses Vorkommen ebenfalls zum Konglomeratpas-Schichtglied, doch kann keine direkte Verbindung bewiesen werden.

Eigenschaften und Genese der kontinentalen Sedimente.

Die Arkosen.

Die Gesteine der Bjørnbos-Corner-Formation und der Gurreholmsdal-Formation bestehen, wie wir im vorangehenden Kapitel gesehen haben, vorwiegend aus Arkosen. Ihre Eigenschaften stimmen ausgezeichnet mit jenen in der Beschreibung typischer Arkosen im Lehrbuch von Pettijohn (1957, S. 322—330) überein.

Nach Pettijohn (1957, S. 322) sind Arkosen Sandsteine, mit groben, eckigen, nur mässig sortierten Körnern, die vorwiegend aus Quarz und Feldspat bestehen und von einem Granit oder einem Gestein granitischer Zusammensetzung herstammen. Quarz ist meistens der vorherrschende Gemengteil, doch kann auch mehr Feldspat als Quarz vorhanden sein. Andere Gemengteile sind sehr untergeordnet. Arkose kann ferner stark einem Granit gleichen. Sie ist häufig, wenn auch nicht immer, hellrot oder rötlich gefärbt, gelegentlich auch fahlgrau.

Die Grenzen für die Bezeichnung eines Gesteins als Arkose zieht Pettijohn bei einem minimalen Gehalt von 25 % labilen Gemengteilen, unter denen er die Summe Feldspat plus Gesteinstrümmer versteht, wovon mindestens die Hälfte Feldspat sein muss. Subarkose würde 10 bis 25 % labile Gemengteile enthalten. Sandsteine mit einem Gehalt labiler Gemengteile unter 10 % würden wir als feldspatführend bezeichnen. Andere Autoren nennen für die gleichen Grenzen bloss den Gehalt an Feldspat, der eindeutiger zu bestimmen ist. Für die Zusammensetzung der Arkosen erwähnt ferner Pettijohn (1957, S. 323): Quarz und Feldspat erreichen zusammen 80—95 % des Gesteinsvolumens. Der Feldspat besteht weitgehend aus Kalifeldspat, gewöhnlich Mikroklin. Andere Gemengteile bilden nur etwa 5—15 % des Gesteins, hauptsächlich Biotit und Muskowit, ferner etwas tonige, kaolinitische Substanz. Der Zement ist meist spärlich, in einigen Fällen Kalzit, in andern Eisenoxyd. Sowohl Quarz wie Feldspat können durch Anwachsränder authigen gewachsen sein. Die typische Farbe der Arkosen ist hellrot oder hellgrau.

Pettijohn (1957, S. 324) gibt auch die chemische Zusammensetzung der Arkosen an: Typisch ist ein geringerer Si-gehalt als bei Quarziten, verhältnismässig viel Aluminium, Kalzium und Kali (Feldspäte!), oft auch Natrium. Gegenüber Grauwacken überragt in Arkosen Kali sowohl Natrium, wie Kalzium und Magnesium. In unmetamorphen Arkosen ist dreiwertiges Eisen häufiger als zweiwertiges (rote Farbe!).

Arkosen sind sehr grob, im Mittel wohl die gröbsten aller Sandsteine (vergleiche Tabelle 10, wo monomineralischer Feldspatsand in die Grössenklasse des Kieses hineinreicht). Arkosen sind häufig undeutlich geschichtet und können grob kreuzgeschichtet sein. Die Porosität ist hoch, sowohl infolge mässig-guter Sortierung[1]), wie durch unvollständige Zementation. Die klastischen Körner sind sehr schlecht bis schlecht gerundet.

[1]) Meist weniger eine Sortierung, die durch Selektion aus einem unsortierten Gemisch entstanden ist, sondern es sind primär schon einigermassen ähnlich grosse Körner vorhanden.

PETTIJOHN (1957, S. 324) unterscheidet zwei Arkosetypen:

1. Eine Basisarkose, als Verwitterungsschicht über einer granitischen Unterlage an der Basis einer Sedimentfolge.
2. Eine »mächtige« Arkose, als keilförmiger Ablagerungskörper von grosser Mächtigkeit, mit Einschaltungen von granitführenden Konglomeraten. Feinklastische und chemische Sedimente in unbedeutenden Anteilen.

Die jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente von Süd Scoresby Land sind typische »mächtige« Arkosen, wie sie als Sedimentationstyp von ähnlicher Genese und ähnlichem Habitus an zahlreichen Orten und in verschiedenen stratigraphischen Niveaus der Erde vorkommen.

Das Feldspatproblem.

Feldspat ist ein labiler Gesteinsgemengteil. Die Alkalien des Feldspats lösen sich im Wasser und werden deshalb leicht wegtransportiert. Mehrere gute kristallographische Spaltrichtungen begünstigen ferner den mechanischen Zerfall. Beim Quarz dagegen fehlen Spaltrichtungen. Chemisch ist Quarz unter normalen Oberflächenbedingungen sehr beständig. Er widersteht deshalb viel stärker der Verwitterung und der mechanischen Beanspruchung auf dem Transportweg.

Bei einem gegebenen Quarz-Feldspatverhältnis eines Ausgangsgesteins muss sich im Verlaufe der Zeit durch die Verwitterung und die Beanspruchung auf dem Transportweg das Verhältnis stets zugunsten des Quarzes verschieben. Dabei neigen die Bestandteile des Feldspates dazu, sich teils in echter Lösung, teils als pelitische Substanz vom ursprünglichen Gemenge zu trennen. Das Produkt eines solchen Trennprozesses sind auf der einen Seite quarzitische Sandsteine, auf der andern Seite Tone und Lösungen, aus denen sich chemische Sedimente absetzen können.

Quantitative Angaben über die Verschiebung des Verhältnisses Quarz-Feldspat als Funktion des Transportweges sind nicht erhältlich. Experimentelle Untersuchungen könnten vielleicht Anhaltspunkte über die Grössenordnung vermitteln, nie aber alle in der Natur mitspielenden Faktoren berücksichtigen. Beobachtungen an Flüssen, in denen Glazialablagerungen das Bild nicht verfälscht haben, wären deshalb besonders erwünscht.

Eine Arkose, somit ein Sandstein, der viel Feldspat enthält, erlaubt uns zwei Feststellungen:

a) Der hohe Gehalt an Feldspat ist nicht gewöhnlich. Seine Herkunft muss erklärt werden. Dies gestattet Schlüsse auf die Geologie des Liefergebietes.
b) Das Sediment ist in Bezug auf Verwitterung und Transportgeschichte unreif. Chemische und physikalische Einflüsse haben das Quarz-

Feldspat-Verhältnis noch nicht stark verschoben. Wir erhalten deshalb Anhaltspunkte über Art und Länge des Transportweges.

Herkunft des Feldspats.

Theoretisch sind für die Herkunft des Feldspatgehaltes in Sandsteinen drei Fälle denkbar:

a) Authigene Entstehung von Feldspat im Sediment.
b) Anreicherung von Feldspat auf dem Transportweg.
c) Hoher Feldspatgehalt des Ausgangsgesteins.

Authigene Bildung von Feldspäten in Sedimenten ist schon öfters beschrieben worden. Nach Yehudi Baskin (1956) können authigene Feldspäte einwandfrei von allothigenen unterschieden werden. Charakteristisch für authigene Feldspäte ist ihre sehr reine chemische Zusammensetzung und das Fehlen komplizierter Zwillinge. Dies schliesst Perthite und Mikrokline mit Gitterzwillingen als Neubildungen in unmetamorphen Sedimenten aus. Authigene Mikroklinvierlinge unterscheiden sich deutlich von den gegitterten Mikroklinen aus Eruptivgesteinen. In den Arkosen unseres Gebietes sind aber Perthite und gegitterte Mikrokline derart häufig, dass eine ins Gewicht fallende Authigenese von Feldspäten ausgeschlossen ist. Anderseits konnte ich eine geringe Feldspatneubildung in Form von Anwachsrändern an detritischen Feldspäten beobachten: Die oberste massige Lage des Arkosedal-Schichtgliedes enthält im vorderen Permrevdal einen typischen »crystal sandstone« im Sinne von Pettijohn (1957, S. 284). Klastische Körner von Feldspat und Quarz sind in grossen, als Einzelkristalle gewachsenen Kalzitindividuen eingeschlossen. Quarz und Feldspäte besitzen Anwachssäume in der Grössenordnung von 0,02 mm Breite. Die Anwachssäume der Mikrokline und Perthite sind klar, unverzwillingt, bilden kristallographische Flächen und besitzen gegenüber dem detritischen Kern eine leicht unterschiedliche Auslöschung bei gekreuzten Nicols. Die Feldspatauthigenese muss älter sein als die Kristallisation des Kalzits, da der Kalzit nur die Zwischenräume ausfüllt.

Der Fall b), Anreicherung von Feldspat auf dem Transportweg, ist sehr unwahrscheinlich, da Feldspat gegenüber Quarz rascher zerfällt.

Weitaus am wahrscheinlichsten bleibt der Fall c), dass das Ausgangsmaterial schon primär einen hohen Gehalt an Feldspäten, besonders Na-Kalifeldspäten aufweist. Granitgerölle, die vereinzelt oder in Konglomeratlagen in der Arkose vorkommen, zeigen genau die Zusammensetzung, die wir auf Grund der Analyse der Sandfraktion für das Liefergebiet annehmen würden. In der lithologischen Zusammensetzung des Kristallins, im Westen des untersuchten Gebietes, am Rande der

Staunings Alper, finden wir die gleiche Übereinstimmung (vergleiche Tabellen 4 und 13).

Als Hauptgestein des Liefergebietes unserer Arkosen kommt somit ein saurer Granit in Frage, der vorwiegend aus sehr grobem, rotpigmentiertem Mikroklin und Perthit und xenomorphem Quarz besteht. Andere Gemengteile, wie Biotit, Muskowit, ferner Granat, Epidot, Apatit, Zirkon und Erz sind mengenmässig unbedeutend. Glimmer und Plagioklase sind vermutlich im Liefergestein reichlicher vorhanden gewesen als in der Arkose und könnten auf dem Transportweg durch verschiedenes hydraulisches Verhalten oder geringere Widerstandsfähigkeit von den beiden Hauptgemengteilen Quarz und Feldspat getrennt worden sein.

Die wenigen Beobachtungen am Ostrand der Staunings Alper sind sehr lückenhaft. Die südlichen Staunings Alper sind leider noch nicht untersucht. Wir müssen deshalb für die Ermittlung des möglichen Liefergesteins unserer Arkosen die petrographischen Angaben aus jüngeren Publikationen über andere Teile des kaledonischen Kristallins mit den nötigen Vorbehalten extrapolieren. Eine entsprechende Veröffentlichung ist jene von HALLER (1958) über die nördlichen Staunings Alper. HALLER trennt Gesteine der kaledonischen Hauptphase, synorogene Granite und Migmatite, von spät- bis postorogenen Intrusiv-Graniten.

Als mögliche Liefergesteine der Arkosen kommen vor allem die spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite in Frage. Rote Spätgranite hat HALLER (1958, S. 94) als scharf begrenzte Gänge beobachtet, doch nicht in dem Ausmass, wie es für die Bildung einer mächtigen Folge von Arkosen erforderlich wäre. Die fleisch- bis ziegelrote Farbe verdankt jener Granit den mit Hämatit patinierten Alkalifeldspäten. Der Mineralbestand der Intrusivgranite ist in der Tabelle 13 vergleichshalber angegeben.

Die Intrusiv-Granite sind nach der Faltung der Kaledoniden und nach der Bildung der Migmatite und Metamorphite eingedrungen. Spätorogene Störungen, vorwiegend Zerrungsbrüche, dienten der Granitschmelze als Förderbahn. HALLER deutet die roten Granite als das Endglied in der Generationenfolge der spät- bis postorogenen Intrusivgranite.

Der Einfluss tektonischer Vorgänge auf die Entstehung von Arkosen.

Ziel aller Vorgänge auf der Erdoberfläche ist die Erreichung eines Gleichgewichtszustandes. Verwitterung, Erosion und Sedimentation haben die Tendenz, Reliefunterschiede auszugleichen. Gebirge sind eine Störung dieses Gleichgewichtsbestrebens. Ihre relative Erhöhung ist immer verhältnismässig jung, selbst wo es sich der Anlage nach um alte Gebirge handelt, weil alle aussenbürtigen Kräfte nur ein Ziel kennen: das Gebirge abzutragen. Ursache der Gebirgsbildung muss deshalb

ein dem Oberflächengeschehen übergeordnetes Gleichgewichtsbestreben der Tiefe sein. Mit diesem Geschehen ist die Entstehung von Sedimenten so eng verknüpft, dass in ihnen geschichtliche Spuren vorhanden sein müssen.

Gilbert (in Williams u. a., 1955, S. 265—267) beschreibt aus einer Menge der möglichen und untereinander mannigfach variierten und kombinierten Sedimentationsschicksale zwei Grenzfälle, in denen dieser Gedanke am anschaulichsten ausgedrückt ist:

a) Die Entstehung eines reifen Sedimentes: Wenn die nivellierenden exogenen Kräfte genügend Zeit für ihr Wirken gehabt haben, wie dies in stabilen Kratongebieten der Fall ist, so entsteht auf dem Festland ein weitläufiges Gebiet geringen Reliefs, meist mit anschliessenden grossräumigen epikontinentalen Flachmeeren. Träge Flüsse führen den Schutt über grosse Distanzen nur langsam, etappenweise und mit mehrmaliger Umlagerung dem Meere zu. Die Verwitterung kann das Gestein je nach Klima mehr oder weniger vollständig erfassen. Die Sedimente fallen in grosser Menge an, werden aber über weite Gebiete gleichmässig verteilt. Alle diese Vorgänge zielen auf eine Anreicherung der widerstandsfähigsten Mineralien, die sowohl langdauernder starker Verwitterung wie grosser Transportbeanspruchung widerstehen, wie Quarz und Ton[1]). Sandkörner sind meist gut gerundet, gut sortiert, und Sand und Tone lagern sich in getrennten Schichten ab. In warmen, epikontinentalen Meeren kommt es durch chemischen und organogenen Absatz zur Bildung von Kalken und Dolomiten. Die Assoziation Quarzit, Tonschiefer und Karbonate kann somit typisch sein für ein stabiles Kratongebiet, in dem die höchste Reife des Reliefs und der Sedimente erreicht worden ist.

b) Arkosen als Beispiel eines unreifen Sedimentes: Als anderes Extrem beschreibt Gilbert das Milieu eines tektonisch aktiven, instabilen Gebietes mit aufsteigenden und einsinkenden Teilen. Die Reliefenergie ist mehr oder weniger hoch und wird ständig unterhalten oder gar gesteigert, solange die tektonische Tätigkeit anhält. Typisch ist deshalb eine rasche Sedimentation. Durch den raschen Wegtransport wird das gelockerte, erodierte Material selbst starker chemischer Verwitterung weitgehend entzogen[2]) und nach kurzem Transportweg in einsinkenden Becken zu grosser Mächtigkeit angehäuft. Leicht zerstörbare Mineralien, besonders Feldspäte, bleiben erhalten.

[1]) Die einzelnen Tonmineralien sind reaktionsfähig; ihre Gesamtheit kann aber in einem allgemeinen Sinne als stabil betrachtet werden.

[2]) Krynine (1950, S. 141) hat die Bildung rezenter Arkosen im tropischen Klima von Südmexiko beobachtet und damit die verbreitete Ansicht widerlegt, dass die Bildung von Arkosen typisch sei für arides Klima mit geringer chemischer Verwitterung.

Die Körner sind meist nicht gerundet, die Sortierung schlecht. Wenn Granite im aufsteigenden Teil des tektonisch aktiven Gebietes anstehen, sind ideale Voraussetzungen erfüllt, damit Arkose gebildet werden kann.

Somit weisen die Arkosen der Bjørnbos-Corner-Formation und der Gurreholmsdal-Formation darauf hin, dass zur Zeit ihrer Ablagerung ein unmittelbar benachbartes, aufsteigendes Gebiet von vermutlich spät- bis postorogenen Graniten bestanden haben könnte, in dem die physikalische Verwitterung als Folge starken Reliefs die chemische weit übertraf.

Die rote Gesteinsfarbe.

Die meisten Gesteine der jüngpaläozoischen kontinentalen Sedimente des untersuchten Gebietes sind gefärbt. Besonders hervortretend ist Rot, mit Übergängen gegen Gelb, Braun und Dunkelviolett. Am intensivsten sind die dünnplattigen, braunen Arkosen des obersten Snekuppel-Schichtgliedes und die dunkelroten Arkosen des Arkosedal-Schichtgliedes gefärbt. Für das Ødemarksdal-Schichtglied sind sehr helle, gelbe Farben charakteristisch, während das Konglomeratpas-Schichtglied von ferne dumpf dunkelgrau bis violettlich erscheint, im Detail aber häufig einen intensiven Wechsel von weinrot zu hellgrün zeigt. Die Bjørnbos-Corner-Formation ist häufig grau, oft aber auch gelb, braun oder gar grün gefärbt, doch sind die Farben wenig intensiv und oft in Anwitterung und frischem Bruch verschieden.

In der Verteilung der roten Farbe konnten nach der Beobachtung im Felde und in Dünnschliffen folgende Fälle unterschieden werden:

1. Die sehr groben und meist auffallend frischen Feldspäte sind hellrot gefärbt und bestimmen oder beeinflussen je nach Häufigkeit die Gesteinsfarbe. Am ausgeprägtesten beim Arkosedal-Schichtglied.
2. Das Bindemittel ist mit feinstem, dunkelbraunem Pigment durchsetzt. Charakteristisch für die feinern Gesteine des Snekuppel-Schichtgliedes.
3. Die Sandkörner sind mit braunen Häuten überzogen. Im Schliff erscheint das braunrote Pigment besonders an Korngrenzen angereichert.

Diese drei Fälle treten einzeln oder kombiniert auf.

Nach DUNBAR & RODGERS (1957, S. 209—210) ist das häufigste Pigment roter Sedimente feinst verteilter Hämatit (Fe_2O_3). Goethit und Lepidokrit (beide $Fe_2O_3 . H_2O$) geben dem Gestein eine braune, verdünnt, mehr gelbe Farbe. Das Pigment ist gerne in der feinsten Fraktion der klastischen Sedimente enthalten. Je feiner und besser verteilt es bei konstantem Eisengehalt ist, desto intensiver die Farbe.

Die chemischen Vorgänge bei der Bildung von Hämatit in Sedimenten sind noch nicht sehr klar, da bei gewöhnlicher Temperatur in

Laboratoriumsversuchen stets Goethit gebildet wird. Zur Bildung von Hämatit braucht es im Laboratorium höhere Temperaturen. Merkwürdigerweise enthalten aber die rezenten Böden der Tropen reichlich Hämatit. Vielleicht spielt die Tätigkeit von Bakterien eine Rolle.

Krynine (1950, S. 143) gibt folgende möglichen Ursachen der Rotfärbung an:

1. Gehalt primär roter Mineralien (wie hellrote, frische Feldspäte).
2. Imprägnation von feinverteiltem eisenhaltigem Pigment folgender Entstehung:
   a) Primär, vor der Ablagerung durch Verwitterung eisenhaltiger Mineralien an der Luft entstanden.
   b) Zur Zeit der Ablagerung entstanden, z.B. durch Bodenbildung an soeben abgesetzten Sedimenten.
   c) Diagenetisch, also erst nach der Ablagerung durch Prozesse in der Tiefe entstanden (ausser bei sideritischen Lagen fragwürdig).
   d) Anwitterung von Aufschlüssen: Postdiagenetische Entstehung.
   e) Aufgearbeitetes Pigment aus älteren Sedimenten.

Aus seiner reichen Erfahrung bei der Untersuchung kontinentaler Sedimente ist Krynine (1950, S. 145) zum Schluss gekommen, dass die rote Farbe praktisch aller nicht-kalkigen kontinentalen Sedimente primären Ursprungs ist.

Bei der Rotfärbung der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente des untersuchten Gebietes sind mehrere Ursachen zu unterscheiden, wie wir auf Seite 44 sehen konnten. Die hellroten Feldspäte sind primär schon rot, da sie meistens frisch sind und die gleichen roten Feldspäte sowohl in Granitgeröllen wie im anstehenden Kristallin der Staunings Alper häufig sind. Die Frage, ob die feinsten Hämatitschüppchen in den Perthiten und Mikroklinen der Entmischung der Feldspäte bei der Abkühlung des Granites oder nachträglichen hydrothermalen Einflüssen zuzuschreiben sind, bleibt offen.

Das feinste braunrote Pigment, das viele Gesteine völlig durchsetzt, stammt vermutlich aus der Bodenbildung im Liefergebiet. Viele Biotite sind vererzt, in den Sedimenten aber teilweise ausgebleicht. Der Erzgehalt des Biotits kann neben den akzessorisch im Gestein vorhandenen Erzen bei der Pigmentbildung sicher eine Rolle gespielt haben, doch können beide infolge ihrer geringen Menge allein nicht dafür verantwortlich gemacht werden. Wir haben bereits festgestellt, dass Gesteine umso stärker gefärbt sind, je feiner ihre Komponenten sind. Dies ist weitgehend eine Frage der Farbverteilung. Daneben aber besitzen viele feine Gesteine, wie z.B. die braunen, plattigen Subarkosen des oberen Snekuppel-Schichtgliedes einen offensichtlich höheren Pigmentgehalt. Gleichzeitig tritt der Feldspatgehalt zurück und die Feldspäte sind teilweise zersetzt. In der Tabelle 9 sind für das obere Snekuppel-Schichtglied nur 5—25 % unterschiedlich gut erhaltene Feldspäte angegeben, gegenüber 40—50 % frischen Feldspäten des Arkosedal-Schichtgliedes in der

Tabelle 10. Wir dürfen somit annehmen, dass beim Zerfall von Feldspäten die darin enthaltenen Hämatitschüppchen sich zu braunrotem Pigment umgewandelt haben, das besonders reichlich mit den feineren Fraktionen des Sedimentes zusammengeschwemmt worden ist. Der Hämatit ist nicht zu den grauen und grünen zweiwertigen Eisenverbindungen umgewandelt worden. Das bedeutet, dass zur Zeit der Pigmentbildung irgendwo oxydierende Verhältnisse vorhanden gewesen sind.

Von vielen Autoren werden rote Sedimente als Klimazeugen angesehen. KRYNINE (1950, S. 145) geht von der Verteilung roter Böden in der Gegenwart aus. Rote Böden sind heute über grosse Gebiete der Erdoberfläche verbreitet. Sie bedecken die Hälfte von Afrika und Südamerika, grosse Teile von Asien, Zentral- und Nordamerika. Hunderte von Lokal- und Regionalbeschreibungen befassen sich mit den roten Böden und den klimatischen Eigenschaften der Gegenden ihres Vorkommens. Als Essenz dieser reichen Dokumentation bemerkt KRYNINE: Mindestens 95 % aller roten Böden befinden sich in warmen, humiden und gut entwässerten Gebieten, wo die mittlere Jahrestemperatur 13°C und die jährlichen Niederschläge 100 cm übersteigen.

Das Vorkommen roten Pigments bedeutet somit, dass im Liefergebiet der Sedimente ein warmes, humides Klima mit oxydierenden Bedingungen geherrscht hat, ferner, dass am Ablagerungsort eine allfällige Reduktion nicht genügend lange gewirkt haben kann. Nachträgliche Oxydation schon sedimentierter Gesteine ist mit Ausnahme bei Siderit wenig wahrscheinlich, weil sonst wegen des Vorkommens nicht oxydierter grauer und grünlicher Einschaltungen die Oxydation auf eine unwahrscheinliche Weise selektiv gewirkt haben müsste.

KRYNINE (1950, S. 150—153) diskutiert die möglichen Ablagerungsmilieux für die triassischen roten Gesteine von Connecticut mit Argumenten, die für die Entstehung roter Gesteine von allgemeinem Interesse sind. Während die Bildung roter Böden in humidem Klima nach ihm als gesichert gelten darf, könnten die einmal entstandenen roten Sedimente in einem reduzierenden Milieu zum Absatz gelangen. In einem reduzierenden, z. B. sumpfigen Milieu, müsste das rote Pigment durch Umwandlung der dreiwertigen Eisenverbindungen in zweiwertige zerstört werden. KRYNINE zeigt aber, dass am Rande einer sumpfigen Depression sich gut entwässerte Schuttkegel aufbauen können, die trotz fortwährenden Absinkens ihre Oberfläche stets an der Luft, somit in oxydierendem Milieu behalten. In aridem und semiaridem Klima behalten rote Sedimente ihre Farbe, wie z. B. im Great Valley von Kalifornien. In gleichmässig humidem Klima würde die Konservierung der roten Farbe je nach Sedimentationsgeschwindigkeit und Stärke der reduzierenden Einflüsse schwanken. In nur jahreszeitlich humidem Savannenklima dagegen könnte die Oxydation in der trockenen Zeit sogar noch fortschreiten und dies, wie KRYNINE am Beispiel der Tabasco Savanne in Mexiko gezeigt hat, selbst unter einer dichten Vegetationsdecke.

Als typisches Ablagerungsmilieu für nicht-aride rote Sedimente beschreibt KRYNINE (1950, S. 153) ein tropisches Piedmont mit aus-

geprägten und sehr starken jahreszeitlichen Niederschlägen, heftigen Überschwemmungen und einer Trockenperiode, während der sich Trokkenrisse und Ausblühungen löslicher Salze bilden können.

Rote Ablagerungen können seitlich in graue übergehen, sofern die reduzierenden Einflüsse die Oberhand gewinnen. Die stratigraphische Einteilung bunter Sedimente nach ihren Farben ist deshalb immer kritisch zu überprüfen. Dunbar & Rodgers (1957, S. 212) erwähnen seitliche Farbwechsel der devonischen Ablagerungen im Catskill Delta im Staate New York, wo sehr mächtige rote, klastische Sedimente seitlich in graue übergehen und den Übergang vom Festland in sumpfige Küstendepressionen und in flaches marines Milieu anzeigen. Die stratigraphische Einteilung nach Farben erwies sich als Fehlschlag, indem die zeitlichen Grenzen sich nicht an die Farbgrenzen halten, sondern im Gegenteil schräg dazu verlaufen.

Wir halten fest, dass das Liefergebiet entscheidet, ob kontinentale Sedimente rot werden, die Bedingungen im Absatzgebiet aber, ob die rote Farbe erhalten bleibt.

Die Schrägschichtung.

Schrägschichtung ist in den kontinentalen Sedimenten des untersuchten Gebietes überall verbreitet und meistens sehr deutlich zu sehen (siehe Figuren 11, 12). Eine genaue Erfassung der Schrägschichtung, so wünschenswert dies gewesen wäre, war im Rahmen einer Übersichtskartierung eines weitläufigen Gebietes in der kurzen, zur Verfügung stehenden Zeit leider nicht möglich. Eines der wichtigsten Resultate aus der statistischen Auswertung der Schrägschichtung, nämlich die Bestimmung der Transportrichtung, kann mit geringerer Genauigkeit auch aus der Grössenverteilung von Geröllen abgeleitet werden. Trotz lückenhaften Beobachtungen an der Schrägschichtung sind einige Aussagen möglich: Wegen zu grosser mittlerer Korngrösse und mangelhafter Sortierung fällt ein wesentlicher Windtransport nicht in Betracht. Die im Westen am meisten verbreitete Kreuzschichtung, z. B. im Arkosedal-Schichtglied, weist auf starke schiessende und strömende Turbulenz des Transportmediums hin, für das wir Bäche und Flüsse vermuten. Die Diagonalschichtung, die gegen Osten zu häufiger zu beobachten ist, deutet auf tieferes und laminar fliessendes Wasser, z. B. in einem träge fliessenden Strom oder im subaquatischen Teil eines Deltas.

Trockenrisse.

In die Arkosen und Sandsteine schalten sich gelegentlich dünnste feinsandige bis tonige Schichten ein, die häufig prächtige Trockenrisse aufweisen. Diese Erscheinung setzt die Fähigkeit des Sedimentes voraus,

das Volumen je nach Wassergehalt zu verändern, was bei einem Gehalt an bestimmten Tonmineralien der Fall ist, ferner die Möglichkeit, Wasser zu verlieren, z. B. durch Austrocknen an der Luft. Trockenrisse sind nach DUNBAR & RODGERS (1957, S. 200) der beste Beweis für nicht-marine Entstehung eines Sedimentes. Die Bildung von polygonalen Rissen unter Wasser ist nach PETTIJOHN (1957, S. 193) nicht gänzlich ausgeschlossen, aber unwahrscheinlich. SHROCK (1948, S. 195) beschreibt als häufigste Milieus, in denen Trockenrisse entstehen, die Böden von ausgetrockneten Tümpeln, verlassenen Flussarmen, Überschwemmungsebenen und abflusslosen Seen, ferner von Strandebenen und marinen Flachküsten. Die Oberfläche, auf der sich Trockenrisse bilden, ist meistens flach, höchstens ganz schwach geneigt. Bloss an den Oberflächen ausgetrockneter Schlammströme konnten Trockenrisse auch an geneigten Flächen festgestellt werden. Das Vorkommen von Trockenrissen ergänzt das Bild über die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit der Arkosesedimentation: Die Oberfläche des Ablagerungsraumes war zeitweise sicher über dem Wasserspiegel und vermutlich ziemlich flach.

Die Geröllführung.

Die Bjørnbos-Corner-Formation unterscheidet sich von der Gurreholmsdal-Formation durch einen hohen Gehalt an weissen und farbig getönten Quarziten (siehe Tabellen 6 und 7), wie sie für die präkambrische Eleonore-Bay-Formation charakteristisch sind. Das nächste Vorkommen solcher Gesteine befindet sich heute im Skeldal des nördlichen Scoresby Landes, also in mehr als 50 km Entfernung (Figur 2). Die übrigen Schichtglieder des untersuchten Gebietes enthalten nur Granit- und Gneissgerölle. In den südlichen Staunings Alper ist heute weder im Anstehenden noch im Geschiebe der Gletscher Orthoquarzit zu sehen. Anderseits weist der Gehalt an sehr schlecht gerundeten Blöcken und die schlechte Sortierung auf einen kurzen Transportweg hin. Nach PETTIJOHN (1957, S. 554) findet die stärkste Rundung von Geröllen in den ersten Kilometern ihres Transportes statt. Ein Geröll, das sehr schlecht bis schlecht gerundet ist, wie dies in der Bjørnbos-Corner-Formation zu beobachten ist, kann in einem Fluss höchstens 2—3 km transportiert worden sein. In unmittelbarer Nachbarschaft der Bjørnbos-Corner-Formation des untersuchten Gebietes muss zur Zeit ihrer Ablagerung deshalb noch Eleonore-Bay-Formation anstehend gewesen sein. Heute befindet sich aber dort nur Kristallin, weiter im Westen das nur Granitgerölle enthaltende Snekuppel-Schichtglied und noch weiter im Westen und Nordwesten rote Granite und Gneisse neben Migmatiten. Der Gedanke liegt nahe, dass zuerst der Oberbau der Kaledoniden mit Deckschichten aus Quarziten und andern Sedimenten der Eleonore-Bay-Formation der Erosion zum Opfer gefallen ist, unter dem mehr und mehr

Fig. 12. Diagonalschichtung im Arkosedal-Schichtglied. Unterhalb der Mündung des Kuldedal ins Ødemarksdal. Die mächtige Diagonalschichtung erinnert an eine Winkeldiskordanz. Vermutlich handelt es sich um ein Delta»-foreset«.

der kristalline Unterbau zum Vorschein kam. Demnach müsste die Bjørnbos-Corner-Formation älter sein als das Snekuppel-Schichtglied und die ganze Gurreholmsdal-Formation. An der Grenze Arkosedal-Ødemarksdal-Schichtglied ist nach der Pollen-Sporen-Vergesellschaftung Unterperm nachgewiesen, so dass es möglich ist, dass die Bjørnbos-Corner-Formation noch zum Karbon gehört. Die Bjørnbos-Corner-Formation besitzt auch Gesteine, die lithologisch am nächsten jenen des Karbons von Mesters Vig stehen.

Hier muss noch auf eine Komplikation hingewiesen werden: Am Westrand der Bjørnbos-Corner-Formation läuft eine jüngere Verwerfung durch, an der, nach dem sichelförmigen Verlauf der Schichtköpfe zu schliessen, vermutlich horizontale Verschiebungen stattgefunden haben. Der Westflügel wäre darnach südwärts verschoben worden und das heute mit der Bjørnbos-Corner-Formation in Kontakt stehende Kristallin würde nicht jenen Gesteinen entsprechen, die dort zur Zeit der Sedimentation anstehend gewesen sind.

In der Gurreholmsdal-Formation sind, mit Ausnahme im Konglomeratpas-Schichtglied, fast ausschliesslich Granitgerölle vorhanden. Granitgerölle werden durch physikalische und chemische Einwirkung

verhältnismässig rasch in Grus zerlegt. Sie sind gegenüber Quarzitgeröllen viel rascherem Zerfall unterworfen und scheiden deshalb im Verlaufe zunehmender Reifung eines Schotters aus.

Nach PETTIJOHN (1957, S. 257) spielen Granitgerölle für grobe Sedimente die gleiche Rolle wie Feldspäte in Sandsteinen: Sie sind als labile Gemengteile Zeugen sedimentärer Unreife. Es verwundert deshalb nicht, dass granitführende Konglomerate meist mit Arkosen vergesellschaftet sind. Anderseits können nicht selten mit Arkosen orthoquarzitische Konglomerate vorkommen, wie z. B. in der Blyklippen-Serie von Mesters Vig (siehe S. 58). Die Erklärung liegt in der unterschiedlichen Geschwindigkeit, mit der Schotter oder Sande reif werden und setzt das Vorkommen von Quarziten im Liefergebiet voraus. Schotter können in Rundung und Zusammensetzung schon reif sein, wenn sich Sande unter den gleichen Bedingungen noch wenig verändert haben. Granitführende Konglomerate registrieren die Umstände ihrer Entstehung im gleichen Sinne, aber viel empfindlicher als Arkosen. Sie weisen auf intensive Erosion in einem benachbarten Granitgebiet und auf maximale Hebung hin.

Das Vorkommen granitführender Konglomerate auf der Erde ist eng verknüpft mit jenem der Arkosen. Solche Konglomerate, von denen wir nur jenes der Newark Series (Trias) von Connecticut erwähnen (KRYNINE 1950), sind oft sehr mächtig und besitzen eine beträchtliche Ausdehnung im Streichen, während sie in der Fallrichtung rasch auskeilen und in Sandsteine übergehen. Viele sind genetisch mit synsedimentärer Bruchtektonik verknüpft (PETTIJOHN 1957, S. 259).

Grösse und Rundungsgrad von Geröllen sind abhängig von der Transportdistanz des Materials. Die sedimentologischen Methoden sind heute noch nicht so weit entwickelt, dass aus der Messung dieser beiden Eigenschaften zuverlässig auf die Transportdistanz geschlossen werden kann. Auf Grund von Vergleichen mit rezenten Bildungen dürfen wir vorderhand nur mit Vorbehalt und mit grober Annäherung Schlüsse ziehen.

Nach Diagrammen von KRUMBEIN (zitiert in PETTIJOHN 1957, Figuren 129 und 130) vom Schuttfächer des Arroyo Seco in Kalifornien reduzieren sich grosse Blöcke[1]) von Granodiorit nach $8^1/_2$ km zu mittleren Blöcken, die ihrerseits nach weiteren 8—12 km Transportweg zu kleinen Blöcken werden. Die Rundung der Grobkies-Grössenklasse nimmt gleichzeitig folgendermassen zu: Sehr schlecht gerundete Gerölle[1]) bis ca. 2 km, schlecht gerundete bis $5^1/_2$ km und wenig gerundete bis über 20 km Transportweg.

Nehmen wir an, dass sich der Granit unseres Gebietes im Abnützungswiderstand ähnlich verhält wie der erwähnte Granodiorit. Auf Grund

[1]) Diese Ausdrücke sind gemäss Definition in den Tabellen 1 und 3 verwendet.

dieser Annahme und der Messungen im Felde stellen wir fest, dass das Material der Bjørnbos-Corner-Formation und des Konglomeratpas-Schichtgliedes in der Nähe der Hauptverwerfung einen Transportweg von nur einigen Kilometern hinter sich haben kann. Die Gerölle des Arkosedal- und des Ødemarksdal-Schichtgliedes könnten etwas weiter, aber kaum wesentlich mehr als 20 km transportiert worden sein.

Rippelmarks.

Ähnlich wie die Trockenrisse sind auch Rippelmarks in den kontinentalen Sedimenten häufig anzutreffen, selbst im gleichen Profil.

Rippelmarks entstehen sowohl durch Wasser- wie durch Luftbewegung. An der Luft entstandene Rippelmarks sind an der niedrigeren Wellenhöhe im Verhältnis zur Wellenlänge von den im Wasser entstandenen Rippeln zu unterscheiden. Nach Pettijohn (1957, S. 185) sind praktisch alle fossilen Strömungsrippel im Wasser entstanden, ja er bezweifelt, ob äolische Strömungsrippelmarks fossil überhaupt erhalten bleiben. Die Böden seichten, stehenden Wassers sind meistens mit den symmetrischen Oszillationsrippelmarks bedeckt, die durch die Wellenbewegung entstehen. Die symmetrischen Rippelmarks zeigen somit in Sedimenten stehende, flache Gewässer an, wie z. B. flache Tümpel. Die asymmetrischen Strömungsrippelmarks sind ebenfalls vorwiegend in seichtem, aber fliessendem Wasser anzutreffen, wurden aber auch schon in grossen marinen Tiefen, im Zusammenhang mit Strömungen beobachtet. Da aber Trockenrisse und Oszillationsrippelmarks in den selben Profilen vorkommen, darf seichtes Wasser in zeitweise austrocknenden Tümpeln als sicher angenommen werden.

Fliesswülste und -falten.

Ebenfalls weit verbreitet sind synsedimentäre Fliesswülste und -falten (Figur 13), die stets auf feinsandige Gesteine beschränkt sind und zusammen mit Tongallen vorkommen. Da die Schichten über den Fliesswülsten nicht mitgefaltet sind, müssen die Wülste gerade nach der Sedimentation und vor der Ablagerung neuer Schichten entstanden sein. Pettijohn (1957, S. 189) schreibt diese Erscheinung der Schwerkraft zu, die schon bei geringer Neigung der Oberfläche wasserdurchtränktes, plastisches Material in Bewegung zu bringen vermag. Dunbar & Rodgers (1957, S. 194) glauben, dass solche Wülste am besten an den sanften Hängen der sublittoralen Zone entstehen und ihre Bildung auf dem Festland weniger zu erwarten ist. Die Fliesswülste, Rippelmarks und Trockenrisse bedeuten, dass die jungpaläozoischen kontinentalen Gesteine des untersuchten Gebietes in einer, zwischen aquatischem und festländischem Milieu schwankenden Übergangszone abgelagert worden sind.

Fig. 13. Fliesswulst synsedimentärer Entstehung. Arkosedal-Schichtglied. Nedre Arkosedal. Hammerstiel ca. 35 cm lang.

Frische neben verwitterten Geröllen.

Die meisten Granitgerölle der Arkosen und Konglomerate sind frisch. Umso mehr überrascht es, gelegentlich Gerölle mit gebleichten Anwitterungsrinden anzutreffen, oder gar völlig zersetzte Gerölle, die sich schon prä- bis synsedimentär zu Grus aufgelöst haben, während das übrige Material des Gesteins mehr oder weniger frisch geblieben ist. Offensichtlich haben diese verwitterten Gerölle eine andere Geschichte hinter sich als die frischen. KRYNINE (1950, S. 157)[1]) gibt eine Erklärung für das Vorkommen von frischen neben zersetzten Feldspäten in den Arkosen der Newark Series (Trias) von Connecticut, die mit den gleichen Argumenten auch für Gerölle gelten kann: Die Mischung von frischem Feldspat mit verwittertem setzt zwei Erosionsmilieus im Liefergebiet voraus. Eine dieser Stellen liefert frisches, die andere verwittertes Material. Zwei verschiedene Klimata können nicht zur gleichen Zeit im gleichen Gebiet wirken, nämlich eines mit vorwiegend physikalischer und ein zweites mit vorwiegend chemischer Verwitterung. KRYNINE nimmt deshalb an, dass die chemische Verwitterung vorherrscht und an einer Stelle lange genug wirksam ist, um einen lateritischen Boden zu erzeugen, während an einer andern Stelle die Vertikalerosion so heftig ist, dass frisches Material gelockert und durch raschen Abtransport die chemische Verwitterung sofort unterbrochen wird. Der Einfluss der

[1]) Vergl. auch S. 65.

chemischen Verwitterung ist nach ihm eine Frage der Erosionskraft und der Transportgeschwindigkeit im Liefergebiet, mit andern Worten eine Folge des Reliefs. Ungleichartige Verwitterung der Feldspäte (oder der Gerölle) setzt neben extremer Erosion eine gleichzeitig wirkende, starke,

Fig. 14. Fossiler Baumstamm. Snekuppel-Schichtglied, beim Apex des Bjørnbos-Schuttfächers. Länge des Stammfragmentes 70 cm.

chemische Verwitterung voraus, somit hohe Temperatur und starke Niederschläge, die mit Vorliebe in Form heftiger Wolkenbrüche fallen. Krynine hat die heutige Entstehung von Arkosen und Konglomeraten in gleichartigem Milieu in Mexiko beobachtet. Er hat festgestellt, dass selbst eine dichte Decke von tropischem Urwald kein Hindernis ist für die Bildung von Arkosen mit frischem Feldspat, vorausgesetzt, dass starkes Relief und heftige Niederschläge die Vertikalerosion begünstigen (Krynine, 1950, S. 138). Der üppige Pflanzenwuchs verheilt die Erosionswunden so rasch, dass die Zerstörung der Pflanzendecke nie vollständig werden kann.

Die Pflanzenreste.

Pflanzenreste sind wohl in geringer Menge, aber in fast allen Profilen vorhanden, mit Vorliebe in feinen Sandsteinen und tonigen Einschaltungen. Sie sind aber immer derart schlecht erhalten, dass selbst die besten Funde für eine Bestimmung kaum zu verwenden sind. Das beste gefundene Material habe ich zur Begutachtung an Herrn Dr. E. WITZIG, Schaffhausen, geschickt, der die Freundlichkeit hatte, es mit seinen Funden aus dem Karbon von Mesters Vig zu vergleichen (WITZIG 1951a, 1951b und 1954). In seinem Brief vom 20. Oktober 1958 konnte Herr Dr. WITZIG einige Angaben machen: Vor allem sind einige *Calamites sp.* offenbar häufig. Da diese Calamiten schon recht differenziert scheinen und keine Lepidodendren und Sigillarien gefunden worden sind, vermutet WITZIG, dass die gefundenen Pflanzen über dem Florensprung an der Grenze Unterkarbon-Oberkarbon entstanden sein müssen. Er meint ferner, dass die Gesteine des Snekuppel-Schichtgliedes altersmässig am ehesten mit der Blyklippen-Serie (Westphalien), eventuell mit der unteren Lebachia-Serie (?Autunien) von Mesters Vig verglichen werden könnten. Die lithologische Übereinstimmung der beiden Vorkommen ist allerdings nicht sehr gut.

Das Vorkommen von baumartigen Pflanzen und feinen Blattresten spricht eher für als gegen ein humides Klima zur Zeit der Arkosesedimentation, wie vorangehend schon auf Grund anderer Argumente vermutet worden ist.

Ursachen des Reliefs.

Die Sedimentation von grobklastischen Gesteinen setzt Höhenunterschiede voraus. Diese können durch Faltung oder rein vertikale Hebung entstehen. Faltung setzt tangentielle Kräfte voraus. Solche müssten am Granit, der als Ausgangsmaterial von Arkosen und Granitkonglomeraten in Frage kommt, Spuren hinterlassen haben. Der Granit der Staunings Alper und der Gerölle, der granitische Feinschutt der Arkosen, zeigen keine Albitisierung, Mineralneubildung oder Spuren von Metamorphose, wie sie z.B. für alpine Granite charakteristisch sind. Besonders die Mineralien Perthit und Mikroklin sind meistens sehr grob und frisch. Undulöse Quarze können schon durch sehr geringen Stress auch ohne Faltung entstehen, z.B. im Zusammenhang mit Verwerfungen. Für die auch heute noch starren, massigen und unmetamorphen Granitkörper kommt nur postorogene Entstehung ohne nachträgliche Faltung in Frage. Mit guten Gründen kann deshalb die Entstehung des Reliefs, das zur Bildung von Arkosen und Konglomeraten Anlass gegeben hat, reinen Vertikalbewegungen zugeschrieben werden. Als Grenze der aufsteigenden Granitscholle gegenüber der gleichzeitig absinkenden Ablagerungsscholle ist eine grosse Verwerfung

denkbar. Eine Nord—Süd verlaufende morphologisch hervortretende Verwerfungszone trennt auch heute noch das hochalpin anmutende Granitgebiet der Staunings Alper von den tiefer liegenden sedimentären Gebieten. Diese Verwerfung ist aber in postsedimentärer Zeit sicher reaktiviert worden und braucht nicht mit der oben angenommenen synsedimentären Verwerfung identisch zu sein.

Paläogeographische Interpretation.

Die vorangehenden Beobachtungen und Überlegungen fügen sich zu folgendem Bild zusammen:

Vor der Bildung der Bjørnbos-Corner-Formation, vermutlich noch im Karbon, war das Kristallin westlich des untersuchten Gebietes teilweise noch von Quarziten der präkambrischen Eleonore Bay Formation bedeckt. Einer Nord—Süd verlaufenden Verwerfung entlang wurde die westliche Scholle gehoben. Die sedimentären Gesteine des Oberbaus wurden abgetragen, so dass der granitische Unterbau zum Vorschein kam. Schliesslich verschwanden die Quarzite vollständig. An der Oberfläche lagen im Unterperm nur noch granitische Gesteine. Das Ablagerungsbecken reichte im Unterperm über die alte Westgrenze hinaus. Das Snekuppel-Schichtglied transgredierte deshalb auf Kristallin. Die Hebung nahm im Unterperm allmählich zu, so dass immer gröberes Material zum Absatz kam. Das Liefergebiet der westlichen Scholle bestand im Unterperm, wie heute, vorwiegend aus roten, spät- bis postorogenen Intrusiv-Graniten mit hohem Gehalt an groben Na-Kalifeldspäten. Im gleichen Masse, wie die westliche Scholle emporstieg, wurde die östliche Ablagerungsscholle mit den immer mächtiger werdenden Schuttfächern stetig abgesenkt, so dass ihre Oberfläche stets entweder über oder wenig unter dem Wasserspiegel lag. Der Unterschied der erodierten Kristallinoberfläche gegenüber der Kristallin-Unterlage der Sedimente, somit die Sprunghöhe der Verwerfungszone, überschritt vor dem Oberperm 2000 m. Vor der Oberpermtransgression wurde auch das Sedimentgebiet von Schollenbewegungen erfasst.

Das Klima war zu jener Zeit warm und feucht, mit heftigen jahreszeitlichen Niederschlägen, Überschwemmungen und kürzern oder längern Trockenzeiten. Die Oberfläche des Ablagerungsraumes war eben bis leicht geneigt. Die Gesteine der Gurreholmsdal-Formation setzten sich in einer Übergangszone zwischen festländischem und aquatischem Milieu ab. Nach der grössern Häufigkeit grauer und grüner, feinerer Sandsteine, der Diagonalschichtung und dem reichlicheren Vorkommen von Rutschwülsten herrschte vermutlich das aquatische Milieu im östlichen Teil des Gebietes vor.

Jungpaläozoische kontinentale Sedimente von Ostgrönland.

In der bisherigen ostgrönländischen geologischen Literatur sind mächtige kontinentale Sedimente als »Karbon« beschrieben worden. Sie sind in Zentralostgrönland in einem NNE—SSW-Streifen verbreitet (Figur 2). Dieser Streifen läuft parallel einer der ausgeprägtesten Verwerfungszonen der ostgrönländischen Küste. Mehrere Autoren haben Abschnitte dieses »Karbons« untersucht und beschrieben. Grosse Mengen fossiler Pflanzen wurden an Spezialisten gesandt. Bis heute ist davon allerdings nur ein kleiner Teil bestimmt und sehr wenig darüber publiziert worden. Die Stratigraphie des ostgrönländischen »Karbons« ist ungenügend abgeklärt.

Jameson Land.

Die nächstgelegenen kontinentalen Sedimente ausserhalb meines Gebietes stehen auf der Ostseite des Schuchert Flod an. Ihr Vorkommen wurde 1957 und 1958 von M. AELLEN kartiert. Da die Ergebnisse in absehbarer Zeit publiziert werden, verzichte ich auf die Angabe von Details. Eine direkte Korrelation der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente stösst auf Schwierigkeiten. Die klastischen Sedimente sind meist feiner als auf der Westseite des Schuchert Flod. Neben Calamites wurden Sigillarien und Lepidodendren gefunden, die auf der Westseite offensichtlich fehlen. Obschon ein fazieller Wechsel der kontinentalen Sedimente in Ost-Westrichtung zu erwarten ist, muss die Möglichkeit im Auge behalten werden, dass die Gesteine auf der Ostseite wenigstens zum Teil älter sind als die entsprechenden auf der Westseite des Schuchert Flod. Die östliche Fortsetzung der Bjørnbos-Corner-Formation ist noch nicht abgeklärt.

Gegend von Mesters Vig.

Die geologischen Untersuchungen von BIERTHER aus dem Jahre 1938 sind in zwei vorläufigen Mitteilungen veröffentlicht worden (BIERTHER 1939 und 1941). Ein grösseres unveröffentlichtes Manuskript von BIERTHER über die Geologie des nördlichen Scoresby Landes[1]), zuhanden der Dr. Lauge Koch Expedition, stand mir zur Verfügung. Weitere Untersuchungen stammen von WITZIG (1954). Im Herbst 1956 hatte ich dank eines Entgegenkommens von Dr. LAUGE KOCH und der Leitung der »Nordisk Mineselskab« in Mesters Vig Gelegenheit, einige Profile in der Umgebung von Blyklippen zu besuchen.

BIERTHER beschreibt in seinem Manuskript zehn detailliert aufgenommene stratigraphische Profile des »Karbons«[2]), das er in fünf,

[1]) Siehe Literaturverzeichnis.

[2]) Für die oberen Teile der Schichtfolge vermutete WITZIG (1954, S. 11) unterpermisches Alter. Da die stratigraphische Einstufung aber nicht gesichert ist und sich der Ausdruck »Karbon« eingebürgert hat, verwende ich diesen mangels einer besseren Bezeichnung im folgenden gemäss bisheriger Praxis auch als lithostratigraphische Bezeichnung.

durch Farben unterschiedene »Serien« unterteilt, mit einer Gesamtmächtigkeit von mindestens 2730 m. Auf seiner Manuskriptkarte aber hat Bierther diese Serien[1]) nicht ausgeschieden, offensichtlich, weil eine Abgrenzung im Felde nicht kartierbar war.

Im Westen grenzt das »Karbon« an die Staunings-Alper-Verwerfung, deren Ebene mit 60° nach Osten einfällt. Nach Osten verschwindet das »Karbon« unter marinem Perm.

Die Verbindung des »Karbons« von Mesters Vig mit den jungpaläozoischen kontinentalen Sedimenten im Tal des Schucherts Flod ist durch den jungen Pluton der Werner Bjerge unterbrochen.

Als Gesteine des »Karbons« nennt Bierther Sandsteine, Konglomerate und Arkosen mit geringmächtigen Einschaltungen von Tonschiefern, Mergeln und Kalken. Bei den Sandsteinen weist Bierther (Manuskript S. 23) auf einen stets vorhandenen, mehr oder weniger grossen Feldspatgehalt hin, ohne dass er aber die Begriffe »Sandstein« und »Arkose« streng auseinanderhält und definiert. Vermutlich sind die meisten der von ihm und Witzig (1954) als »Sandsteine« bezeichneten Gesteine nach der Definition von Pettijohn (siehe S. 39) Arkosen, besonders dort, wo Quarz und Feldspat wegen gleicher Farbe die Unterscheidung erschweren. Ein Handstück aus grobkörnigem, weisslichgrauem »Sandstein« der Blyklippen-Serie aus der Typlokalität Blyklippen (entspricht der »Unteren grauen Serie« von Bierther) ergab unter dem Mikroskop einen grossen Gehalt (über 30 %) von Feldspat, mit schlecht gerundetem Mikroklin, frischem Perthit und sogar frischem Plagioklas.

Die Einteilung des »Karbons« von Mesters Vig ist in der Tabelle 14 zusammengestellt. Bierther (1941, S. 7—8) schrieb, dass eine Einteilung des »Karbons« von Mesters Vig auf Grund der Farben, wie es Malmquist (1932) für die karbonischen Sedimente auf Clavering Ø getan hat, im Scoresby Land misslinge. Später, in seinem unveröffentlichten Manuskript, hat er trotzdem eine Einteilung nach Farben versucht, fügte aber zusätzlich das Kriterium der Geröllzusammensetzung hinzu. Witzig (1954) teilte das »Karbon« bei Mesters Vig teils nach lithologischen, teils nach paläobotanischen Gesichtspunkten ein. Während Witzig eine untere und obere lithologische Einheit nach Typlokalitäten benannt hat, verwendete er für die mittlere Einheit den weniger günstigen Namen »Lebachia-Serie« nach der Pflanze *Lebachia parvifolia*, deren Nachweis aber in den Gesteinen von Mesters Vig angefochten ist. Um Streitigkeiten zu entgehen, wäre nach dem am besten aufgeschlossenen und von

[1]) »Serie« wird bei vielen europäischen Autoren für lithostratigraphische Einheiten verwendet, in U.S.A. aber für die chronostratigraphische Einteilung. Da die »Serien« im »Karbon« von Mesters Vig keine kartierbaren, scharfen Grenzen besitzen, entsprechen sie gemäss unserer Definition auf S. 18 Schichtgliedern.

BIERTHER beschriebenen Profil am Profilbjerg der Name »Profilbjerg-Serie« oder »-Schichtglied« geeigneter[1]).

Als tiefste Einheit des »Karbons« beschreibt BIERTHER die »Grüne Serie« aus dem vorderen Skeldal. Typisch sind grüne, mürbe Arkosen mit roten Feldspäten. Schiefrige und kalkige Einschaltungen enthalten Fische und Pflanzenreste. In den wenigen konglomeratischen Horizonten finden sich nur Quarzit- und Karbonatgerölle der kaledonischen Sedimente, während Kristallingerölle fehlen.

Die nächsthöhere Einheit bezeichnete BIERTHER als »Untere graue Serie«, die den grössten Raum des von ihm beschriebenen Gebietes einnimmt. Nach der Beschreibung und der Verbreitung fällt die Untere graue Serie ungefähr mit der »Blyklippen-Serie« von WITZIG (1954) zusammen. Nach BIERTHER besteht diese Serie aus grauen Arkosen, Sandsteinen mit zahlreichen Gerölleinlagerungen und dünnen Tonschiefer- und Kalklagen. Die Sedimente sind nach der Profilbeschreibung von BIERTHER oft deutlich zyklisch gegliedert. WITZIG glaubte hingegen nicht an zyklische Sedimentation im »Karbon« von Mesters Vig. BIERTHER teilte die Untere graue Serie in eine 700 m mächtige untere Zone ein, in der Kristallingerölle vorkommen und in eine 1000 m mächtige obere, in der nur Sedimentgerölle vorkommen.

WITZIG (1954, S. 9) glaubte, dass die Gesteine der Blyklippen-Serie aus mehrfach umgelagertem, gut gerundetem Material des Devons bestehen, von dem überwiegend der widerstandsfähige Quarz zurückgeblieben sei. Der auf Seite 57 erwähnte hohe Gehalt an frischem Feldspat in der Blyklippen-Serie widerspricht aber der Annahme mehrfacher Umlagerung von Devonmaterial. Die Möglichkeit des gleichzeitigen Vorkommens einer typischen Arkose mit einem reifen, quarzitischen Konglomerat ist auf Seite 50 diskutiert worden.

Die Flora der Blyklippen-Serie hat nach WITZIG (1954, S. 7) ihre Hauptverbreitung im *Westphalien*.

Als »Rot-graue Serie« versteht BIERTHER eine Schichtfolge, die markant mit roten Arkosen und Kristallingeröllen über der nur Sedimentgerölle enthaltenden Unteren grauen Serie einsetzt und neben hellen Sandsteinen bis zu 130 m mächtige rote, oft geröllführende Arkose enthält. Diese Rot-graue Serie entspricht ungefähr der Lebachia-Serie von WITZIG (1954), nur werden von den beiden Autoren verschiedene Mächtigkeiten angegeben. Ein Teil der Unteren grauen Serie müsste deshalb vielleicht noch zur Lebachia-Serie gerechnet werden. Für eine befriedigendere Abgrenzung der lithostratigraphischen Einheiten wären

[1]) Siehe BIERTHER 1941, S. 7 und Tafel 2, Profil 1, ferner Manuskript Profil 7, ab ca. 600 m = Rot-graue Serie. Siehe auch WITZIG 1954, Fig. 2).

Untersuchungen mit sedimentpetrographischen Methoden und palynologische Vergleiche sehr erwünscht.

In der Lebachia-Serie glaubt Witzig (1954, S. 9) marine Einflüsse bei der Ablagerung dünner Lagen von schwarzen, dichten Kalken und Kalkschiefern zu erkennen. Diese Kalke sind teilweise bituminös und über grosse Distanzen verfolgbar. Sie enthalten guterhaltene fossile Fische (Paläoniszіden). Bierther ist über die Bedeutung dieser Einschaltungen anderer Meinung. Nach ihm keilen die Schiefer- und Kalklagen seitlich rasch aus. Da keinerlei typisch marine Faunen gefunden werden konnten, hält er marine Einflüsse für nicht wahrscheinlich und zumindest nicht bewiesen.

Die Flora der Lebachia-Serie hat nach Witzig (1954, S. 11) ihre Hauptverbreitung im untersten Perm (Autunien), doch fehlt ein direkter Beweis für unterpermisches Alter. Nach Witzig wurden in der Lebachia-Serie keine Lepidodendren gefunden, während solche in der Blyklippen-Serie noch vorkommen.

Die »Rote Serie« von Bierther (Manuskript S. 32) kann gut der »Domkirke-Serie« von Witzig (1954, S. 11) gleichgestellt werden, da Lithologie und Verbreitung in beiden Beschreibungen übereinstimmen. Als typisch wird die intensive rote Farbe der Arkosen und Konglomerate in Bruch und Anwitterung angegeben. Neben sedimentären kommen auch Granitgerölle vor. Witzig vermutete als Alter der Domkirke-Serie oberes Rotliegendes.

Als höchste Einheit beschreibt Bierther eine »Obere graue Serie« von 180 m Mächtigkeit. Sie unterscheidet sich nur durch die Farbe von der »Roten Serie«. Witzig führt kein entsprechendes Schichtglied an, weil die Obere graue Serie nur bei Aggersborg, ausserhalb des von Witzig beschriebenen Gebietes vorkommt. Beide Autoren geben als obere Begrenzung des »Karbons« bei Mesters Vig eine Winkeldiskordanz an.

Nach Bierther besitzen die kontinentalen Sedimente einen hohen Kalkgehalt, mit Ausnahme der Grünen Serie. Der Glimmergehalt nimmt bei abnehmender Korngrösse zu. Die Sandkörner sind nur schwach gerundet. Unter den Geröllen, die unregelmässig und eher vereinzelt vorkommen, beobachtete er rote und weisse Granite, graue, weissliche und rötliche Quarzite, oolithische, blauschwarze und rötliche Kalke, helle Dolomite, graue Tonschiefer und rötliche Fleckschiefer. Granite und Gneisse stammen nach ihm aus dem kristallinen Sockel und die Sedimente aus der Eleonore Bay Formation. Die Abrollung der Gerölle ist unterschiedlich. Die Gerölle reichen bis zu kleinen Blöcken. In der Nähe der Staunings Alper-Verwerfung sind sie schlecht sortiert. Nach Osten zu gleichen sich die Geröllgrössen an und nehmen im Durchschnitt ab. Im Skeldal sind feinkörnige Gesteine selten. Bierther betrachtet dies als einen Hinweis auf die Herkunft des Materials von Westen. Aus

dem häufigen Vorkommen von Schrägschichtung, Rippelmarks und Trockenrissen schliesst er auf geringe Wassertiefe, auf Grund des Fundes autochthoner Baumstämme auf kontinentales Milieu.

Zusammenfassend stellt BIERTHER (Manuskript S. 72) über die jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente im nördlichen Scoresby Land fest:

»Das Karbon ist . . . in einem kontinentalen Becken zur Ablagerung gekommen . . . und es gibt in Scoresbyland keine Anhaltspunkte dafür, dass auch devonische Sedimentareale als Lieferanten in Frage kämen. Wir wissen nicht, ob dieses Karbon wie im südlichen anschliessenden Gebiet des Schuchertrivers direkt dem Kaledonikum auflagert, oder ob zwischen beiden noch Devon eingeschaltet ist.«

Aus der Zunahme von Grösse und Menge der Gerölle nach Westen schliesst BIERTHER, dass der Westrand des Ablagerungstroges in der Nähe der postdevonischen Hauptverwerfung gelegen haben muss. Nach ihm muss der östlich der Verwerfung gelegene Teil nach der geschätzten Mächtigkeit der »Karbon«-Sedimente um mehr als 2700 m abgesenkt worden sein. Er vermutet einen Zusammenhang mit der heute noch morphologisch deutlich markierten Hauptverwerfung am Ostrand der Staunings Alper. Nach unseren Überlegungen auf Seite 54 müssen Konglomerat- und Arkosesedimentation in Hebungen des Liefergebietes begründet sein. Die Niveaudifferenz zwischen der kristallinen Unterlage der Sedimente und der ehemaligen Oberfläche des Erosionsgebietes, somit die Sprunghöhe der vermuteten Verwerfungszone, muss noch grösser sein als die Mächtigkeit der Arkosen und Konglomerate. Heute reichen die höchsten Gipfel der Staunings Alper bis gegen 3000 m hinauf, gegenüber den etwa 1000 m erreichenden Bergen im Sedimentgebiet von Mesters Vig. Dieser Niveauunterschied von etwa 2000 m ist wohl kaum seit dem Unterperm erhalten geblieben, sondern dürfte auf ziemlich jungen Vertikalbewegungen entlang den alten Verwerfungszonen beruhen.

FRÄNKL (1953b, S. 52) glaubte, dass schon im Karbon eine Peneplainisierung stattgefunden habe. Die Gesteine des Karbons längs der Hauptverwerfung im Skeldal sind nach ihm als konglomeratische Quarzsandsteine ausgebildet. FRÄNKL schliesst hieraus auf einen langen Transportweg, z. B. über eine riesige Peneplain. WITZIG (1954, S. 9) schreibt über die Blyklippen-Serie bei Mesters Vig: »Alle Mikro- wie Makrokomponenten sind gut gerundet. Es ist überwiegend der widerstandsfähige Quarz zurückgeblieben . . .«. Diese Auffassungen stehen im Widerspruch zur Beobachtung von BIERTHER über einen stets vorhandenen, mehr oder weniger grossen Feldspatgehalt des »Karbons« von Mesters Vig, den ich nach eigenen Beobachtungen bestätigen kann. Nur die Gerölle sind »gut« gerundet. Die Gesteine des »Karbons« von Mesters Vig sind,

mit Ausnahme der Gerölle, keine Quarzite, sondern Arkosen. Sie deuten nicht auf eine Peneplain hin, sondern im Gegenteil auf ein ausgeprägtes Relief zur »Karbon«-zeit.

Nathorsts Fjord.

Die isolierten Vorkommen von jungpaläozoischen kontinentalen Sedimenten im Canning Land und auf Wegener Halvø am Nathorsts Fjord liegen in einem tektonisch recht komplizierten Gebiet zwischen den Blöcken des Jameson Landes und von Liverpool Land (siehe Figur 2). Flächenmässig sind diese Vorkommen klein. Sie sind aber von grosser Bedeutung, weil sie weit östlich der Hauptverwerfung liegen und die maximale nachgewiesene Breite des karbonischen Ablagerungsraumes von über 80 km anzeigen. Ferner liegen diese Gesteine diskordant auf Mitteldevon und sind durch Pflanzenfunde eindeutig als Karbon bestimmt worden. Eine neuere Beschreibung und Zusammenfassung der bisherigen Kenntnisse des Karbons dieser Gegend hat Bütler (1948a) verfasst.

Besonders interessant ist das Vorkommen von Karbon am Kollen auf Canning Land. Dort liegt Karbon mit einer Winkeldiskordanz von 20° bis 25° und einem Basiskonglomerat auf Sandsteinen des Mitteldevons. Das Basiskonglomerat enthält Gerölle von bunten, harten Quarziten der Eleonore Bay Formation und Porphyre der vulkanischen Kap Fletcher Serie, ferner devonische Sandsteine. Bütler (1948a, S. 58) erwähnt aus der Sandfraktion rötliche Feldspäte, die er aus den Kap Fletcher Porphyren herleitet. Das Bindemittel ist karbonatisch. Über dem Basiskonglomerat folgen helle, weisse, graue und gelbliche Sandsteine mit geringem Bindemittel und Einschaltungen dünner kohliger Lagen. Konglomeratische Schichten besitzen ähnliche Zusammensetzung wie das Basiskonglomerat. In den Sandsteinen fand Säve-Söderbergh zwei Fragmente eines Stammes von *Asterocalamites scrobiculatus* und schloss daraus auf unterkarbonisches Alter, vermutlich Dinantien. Das Basiskonglomerat des marinen Zechsteins greift diskordant über das Karbon.

Gebiet zwischen Kong Oscars Fjord und Tyrolerfjord.

Bütler (1955, S. 95—110) hat die bisherigen Kenntnisse der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente zwischen Kejser Franz Josephs Fjord und Kong Oscars Fjord zusammengefasst. Die Ergebnisse der geologischen Untersuchungen von J. Putallaz auf Traill Ø, die auch Karbon umfassen, befinden sich im Druck.

Die Westgrenze des »Karbons« ist eine grosse Verwerfung, ähnlich wie im Scoresby Land. Ihre Sprunghöhe gibt Bütler (1955, S. 106) anhand der stratigraphischen Skala mit über 3000 m an. Bütler nannte die Verwerfung Diagonalbruch. Ein wesentlicher Unterschied des

Karbons nördlich des Kong Oscars Fjord bis ins Hudson Land ist, dass es nicht mehr ans Kristallin grenzt wie im Scoresby Land, sondern an Devon (vergl. Figur 2). Das Karbon ist über 2500 m mächtig.

BÜTLER (1955, S. 109) gibt folgende generalisierte Schichtreihe an:

— Basiskonglomerat des Oberperms. Diskordanz.

5. Wechsellagerung von glimmerhaltigen Sandsteinen, Arkosen und Konglomeraten, die neben vorwiegenden Quarzitgeröllen auch Kalk-, Dolomit- und wenige Kristallingerölle enthalten.
4. Bunte, grobkörnige Arkosen mit Konglomeratlagen und vorwiegend Quarzitgeröllen. Übergang von *Namurien* zu *Westphalien*.
3. Grobe Arkosen mit roten Feldspäten, Quarzitgeröllen, Schiefer- und Kalklagen. *Namurien*.
2. Bunte, rythmische Wechsellagerung von Sandsteinen, Mergeln und Kalken.
1. Grobe Sandsteine mit Quarzitgeröllen.

— Untergrenze unsicher. Vermutlich kontinuierlicher Übergang vom Oberdevon ins unterste Karbon. Schichtlücke im Karbon.

Bei den Geröllen dieser Ablagerungen herrschen stets Quarzite vor. Kristallingerölle sind auch zu oberst nicht häufig. Die Geröllgrösse ist allgemein geringer als im Scoresby Land. Nur selten überschreiten Gerölle die Kiesgrössenklassen. Die Rundung wird als »gut« angegeben. BÜTLER weist auf den Reichtum an Feldspat in den Sandsteinen und Arkosen hin. Der Feldspat ist oft hellrot. Wahrscheinlich wären viele, wenn nicht fast alle groben, als Sandsteine bezeichneten Gesteine nach der Definition von PETTIJOHN Arkosen.

BÜTLER verwirft mit guten Gründen die Ansicht, dass das Karbon dieses Gebiets aus aufgearbeitetem Devon bestehe.

Seine Argumente sind:

a) Das Korn der meisten Devonsandsteine ist feiner als jenes der Karbonsandsteine.

b) Die Devonkonglomerate sind polymikt und enthalten reichlicher Kalk-, Dolomit und Kristallingerölle als das Karbon. Falls die Karbongerölle aus dem benachbarten Devon stammen sollten, ist nicht einzusehen, warum bei den in diesem Falle kurzen Transportwegen schon eine vollständige Selektion zugunsten der Quarzitgerölle stattgefunden haben sollte.

BÜTLER vermutet, dass die Karbon-Westgrenze einst weiter im Westen gelegen haben müsse. Das von BÜTLER (1955, S. 97) erwähnte Karbonvorkommen auf der Vinter Ø ist das einzige, bis jetzt bekannte Vorkommen von Karbon westlich der Hauptverwerfung.

Der Vergleich einiger Sedimenteigenschaften mit solchen der südlichen Karbon-Unterperm-Vorkommen unterstützt diese Ansicht BÜTLERS:

Ich setze voraus, dass aus den von Bütler angegebenen Gründen keine wesentliche Aufarbeitung devonischer Gesteine stattgefunden haben kann. Betrachten wir nun die Verteilung der geologischen Einheiten auf der Figur 2: Die Karbongebiete sind im mittleren Teil der Karte heute weit entfernt von den kaledonischen Gebieten. Kaledonische Sedimente, vor allem die Quarzite und Karbonate der Eleonore Bay Formation sind von der heutigen Westgrenze des Karbons 15—50 km entfernt, das Kristallin aber 50—80 km. Kristallingerölle müssen schon zur Karbonzeit einen längeren Transportweg hinter sich gehabt haben als die Sedimente der Eleonore Bay Formation. Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass Quarzitgerölle vorherrschen. Möglicherweise lag früher der Ostrand des Kristallins noch weiter im Westen als heute, wobei der sedimentäre Oberbau nach und nach entfernt wurde und die Kristallingrenze nach Osten vorrücken konnte. Die geringere Geröllgrösse, das häufigere Vorkommen feinerer Gesteine mit oft zyklischer Gliederung, deuten auf weitere Transportwege als in den Gesteinen des Scoresby Landes. Während im Scoresby Land Blöcke keine Seltenheit sind, reichen die Gerölle im nördlicheren Gebiete selten über die Kiesgrössenklassen hinaus. Der allgemein hohe Feldspatgehalt der Karbonsandsteine lässt auch auf kristalline Liefergebiete und ausgeprägtes Relief schliessen. Es ist möglich, dass auf dem längern Transportweg Kristallingerölle zugunsten der Quarzitgerölle ausgemerzt worden sind, während sich zur gleichen Zeit das Quarz-Feldspat-Verhältnis noch nicht stark verschoben hat. Gerölle werden in Rundung und Zusammensetzung viel rascher reif als Sande (Pettijohn 1957, S. 253). Alle diese Anzeichen unterstützen die Vermutung von Bütler, dass das heutige Karbonareal ein Erosionsrest ist von einem ursprünglich weiter nach Westen reichenden Sedimentationsraum.

Auf Gauss Halvø und im Hudson Land unterscheidet Bütler (1957, S. 17) drei heute getrennte, ursprünglich aber zusammenhängende Karbongebiete. Das östlichere Vorkommen von Gauss Halvø im Ulvedal ist erst auf den jüngsten Karten vermerkt (Bütler 1957, Fig. 4). Im Westen grenzen dort Karbonsandsteine durch eine Verwerfung an spätkaledonische Granite, im Osten verschwinden sie unter Perm. Im Süden fehlt Karbon, so dass das Oberperm direkt auf Kristallin oder Devon zu liegen kommt.

Das Karbonvorkommen im postnamurischen Graben von Gastisdal-Prospektdal ist besser bekannt. Das Karbon lagert sowohl auf präkambrischer Eleonore Bay Formation, wie auf postorogenen, sogar intradevonischen Graniten, Rhyolithen und metamorphem Devon.

Von der ursprünglichen Schichtfolge ist infolge von Erosion nur der untere Teil erhalten geblieben. Die obersten weissen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteine und Arkosen sollen nach Bütler (1957, S. 40) ver-

mutlich ins *Namurien* reichen. Neben Sandsteinen, die Lagen von schwarzen Schiefern und dünnen, schwarzen Kieselkalken enthalten, kommen auch bunte, feine Psammite und Pelite vor. Ein nach Westen auskeilendes 50—60 m mächtiges polygenes Konglomerat an der Basis enthält bis faustgrosse Gerölle aus der Eleonore Bay Formation. In den übrigen Gesteinen sind nur kleine Quarzitgerölle anzutreffen. Aus den gleichen Gründen wie in den südlich anschliessenden Gebieten ist deshalb die ehemalige Westgrenze des Karbons weiter im Westen zu vermuten.

Die von SÄVE-SÖDERBERGH 1933 gefundenen und von HALLE als *Dinantien bis Namurien* bestimmten Pflanzenreste von Passagehöje stammen aus einer Schichtfolge von mehr als 850 m mächtigen groben Arkosen mit Kreuzschichtung und Einschaltungen schwarzer Schiefer. Das Karbon liegt auf kaledonischem Kristallin, das im Osten und Süden unter der Erosionsgrenze des Karbons zum Vorschein kommt.

Pflanzenreste von Clavering Ø hat HALLE (1931) als karbonisch bestimmt. VISCHER (1943) gibt die Mächtigkeit der dortigen kontinentalen Sedimente mit 2000 m an. MALMQUIST (1932) hat diese Sedimente sedimentpetrographisch untersucht und fünf nach Farben unterschiedene Einheiten auseinandergehalten:

5. (zu oberst) Ca. 100 bis 150 m »Obere Rote Arkosen«: Grobsandig, gut gerundete Gerölle aus Granit, Gneiss, Quarzit, Amphibolit und Dolomit, bis zu sehr grobem Kies. Schrägschichtung. Reichlich Kalzit als Bindemittel, oft als »crystal sandstone« in Form grosser Kristall-Individuen. Sandkörner mit Eisenoxyd überzogen. Wenig Biotit. Als Schwereminerallien am häufigsten Granat und Epidot.
4. Ca. 110 m »Graugelbe, pflanzenführende Arkosen« mit zyklischen Einschaltungen von Schiefern und kohligen und kalkigen Lagen. Neben frischem Mikroklin oft zersetzte Feldspäte. Reichlicher Kalkgehalt.
3. Ca. 450 m »Untere Rote Arkosen«, mit Übergang nach unten in die Grüne Arkose. Hellrote Sandsteine mit dünnen Einschaltungen von dunkelbraunen Schiefern. Konglomerat mit Quarzit- und Gneissgeröllen bis zu mittlerer Kiesgrösse; nach Westen auskeilend. Ausgeprägte Schrägschichtung, die als »wahrscheinlich äolische Schichtung« interpretiert worden ist.
2. Über 500 m »Grüne Arkosen und Sandsteine«, die wegen geringem Bindemittelgehalt lose sind. Dünne tonige Einschaltungen. Zu oberst einige dünne Konglomeratschichten mit Gneiss- und Quarzitgeröllen. In der Sandfraktion undulös auslöschender Quarz und frischer Mikroklin vorherrschend. Ferner leicht zersetzter »Orthoklas«, Perthit mit breiten Albitsäumen und Albit. Als Gesteinsfragmente häufig Quarz-Mikroklin-Aggregate, ferner Quarzitschiefer. In der Schwerefraktion frischer Biotit, ferner Muskowit, Titanit, Granat, Epidot und Turmalin.
1. 20—30 m »Basiskonglomerat« in Form von feinem bis mittlerem, schwach gerundetem Kies. Überwiegend einschlussfreier Quarz, ziemlich frischer Mikroklin, z.T. mit Perthit. Der meiste Feldspat, vermutlich Plagioklas, kaolinisiert. Akzessorisch Granat, Muskowit, Titanit, ferner Eisenoxyd, Pyrit und Kohlefragmente.

Diese leicht nach Westen gekippten Karbonsedimente ruhen diskordant auf kaledonischen Gneissen. Die Ostgrenze ist durch die Erosion festgelegt, die Westgrenze des Karbons im Payers Land durch eine grosse Verwerfung gegen das kaledonische Kristallin.

Die Schlüsse, die Malmquist auf Grund der sedimentpetrographischen Analyse gezogen hat, sind weitgehend die gleichen, auf die wir im Scoresby Land für die Gurreholmsdal-Formation gekommen sind:

Das kaledonische Gebirge war gemäss Malmquist Ende Devon auf Clavering Ø schon weitgehend abgetragen, der Sedimentmantel erodiert und das Kristallin des Unterbaus freigelegt. Die Sedimente des Karbons bestehen weitgehend aus instabilen Mineralien, wie Mikroklin, Orthoklas, Biotit und Hornblende, die alle bestimmt nur einen Sedimentationsakt mitgemacht und keinen sehr langen Transportweg hinter sich haben. Den Kalkreichtum einiger Gesteine erklärt er mit der späteren Überlagerung durch Karbonate des marinen Oberperms. Aus dem Gehalt an sehr frischen Feldspäten in den Graugelben, pflanzenführenden Arkosen schliesst Malmquist auf geringe chemische Verwitterung, arides Klima und raschen Transport. Da aber neben frischem Feldspat auch zersetzte Feldspäte und Pflanzenreste zu finden sind, ist Malmquists Annahme eines ariden Klimas mit geringer chemischer Verwitterung anfechtbar (siehe Argumente von Krynine auf Seite 52). Malmquist erkannte im Karbon von Clavering Ø fluviatile Ablagerungen und nahm deshalb ein bloss jahreszeitlich trockenes Klima an. Auf Grund der starken roten Pigmentierung vieler Gesteine schloss er auf ein oxydierendes Milieu. Die grünen und graugelben Gesteine sind nach ihm unter, die roten dagegen über dem Grundwasserspiegel abgesetzt worden. Das grobe Korn der Sedimente betrachtet er als Anzeichen einer steilen Topographie zur Karbonzeit. Er denkt an eine Hebung des westlichen Gebietes entlang einer Vor-Anlage der postdevonischen Hauptverwerfung.

Das Karbon auf Holm Land und Amdrup Land.

Diese Lokalitäten in Nordostgrönland (80—81° n. Br.) liegen ausserhalb der geologischen Karte Figur 2, sind aber auf der Grönlandkarte der Figur 1 eingezeichnet. In diesem Gebiete hat A. Wegener auf der Danmarks Expedition von 1907 in klastischen Gesteinen Pflanzenreste gesammelt, deren Alter Nathorst (1911) als Unterkarbon bestimmte, gemäss folgenden Funden:

Asterocalamites scrobiculatus (Schloth.) Zeill.
Lepidodendron spetsbergense (Nath.).
Telangium (»*Calymmatotheca*«) *bifidum* (L. & H.) Benson.

KOCH (1935, S. 61) erwähnt die direkte Auflagerung des Karbons auf das Kristallin und die ziegelrote Farbe der untersten Schichten. Die hauptsächlich aus grauen und schwarzen Schiefern bestehende Schichtfolge ist ziemlich mächtig, mindestens 300—400 m. Da neuere, vor allem sedimentologische Untersuchungen noch ausstehen, sind die Beziehungen dieses nördlichen Karbons zu den kontinentalen, jungpaläozoischen Sedimenten von Zentralostgrönland noch nicht sehr klar.

Das Rødeø-Konglomerat.

(Lokalität siehe Figur 1). BÜTLER (1957) hat das isoliert im Gneissgebiet liegende grobe Konglomerat aus der Gegend des innern Scoresby Sund in jüngster Zeit besucht und seine Beobachtungen mit jenen einiger früherer Autoren zusammengefasst. Das Alter konnte bis jetzt nicht bestimmt werden. Am Rødefjord kann auf eine Strecke von 70 km, entlang einer grossen Verwerfung, ein Streifen diskordant auf Kristallin ruhender roter Konglomerate und Arkosen verfolgt werden, deren Mächtigkeit über 1000 m betragen muss. Das Rødeø-Konglomerat liegt auf dem abgesunkenen Teil einer nach Osten ansteigenden, antithetisch angeordneten Scholle. Das Gestein besteht aus einer Wechsellagerung granatführender, grober Arkosen mit Brekzien und sehr groben Konglomeraten, die intensiv rot gefärbt sind. Die Gerölle bestehen aus Gneissen, Biotitschiefern und Graniten, während reine Quarzite und Karbonate selten sind. Das Material ist nicht sortiert. Die Rundung nimmt mit der Geröllgrösse zu. Die kleineren Trümmer sind eckig. Windkanter und matte Sandkörner deuten auf Winderosion. Nach Westen und nach oben nehmen die Gerölle von Brockengrösse bis zu sehr grossen Blöcken zu. In der Sandfraktion sind neben Quarz auch Feldspat und Granat reichlich vorhanden, Glimmer seltener. Ein braun- bis zinnoberrotes Pigment durchdringt das Gestein und überzieht oft die Körner. Im Bindemittel ist etwas Karbonat vorhanden, das sich an der Oberfläche auflöst, so dass das Gestein leicht zu losem Sand und Schotter zerfällt.

BÜTLER nimmt auf Grund der Grössenverteilung fluviatilen Transport von Westen an. Er glaubt an ein warmes Klima, in dem Trockenzeiten mit Regenperioden wechselten. Nach Hochwassern mit starkem Schuttransport blieb die Landoberfläche dem Wind ausgesetzt. Das Fehlen von Organismenresten spricht für aride Verhältnisse. Die Ablagerung auf eine alte Peneplain lässt nach BÜTLER auf tektonische Vorgänge schliessen, vermutlich die Entstehung grosser Bruchstufen. Die Verwerfung, die das Rødeø-Konglomerat nach Westen begrenzt, ist jünger. Auf Grund der Geröllgrössen, des geringen Rundungsgrades und der fehlenden Sortierung schliesst BÜTLER auf kurzen

Transportweg und auf die Sedimentation frischen, nicht aufgearbeiteten Materials. Als Alter vermutet Bütler Karbon. Er weist auf die grosse Ähnlichkeit des Rødeø-Konglomerates mit den Konglomeraten an der Nordostbugt hin, die nach meinen Untersuchungen zum permischen Konglomeratpas-Schichtglied zu rechnen sind. Bütler glaubte, dass das Karbon von Zentralostgrönland einst weiter nach Westen gereicht habe als heute und fand deshalb, dass die Tatsache des Vorkommens grobklastischer Karbonsedimente 100 km westlich der Staunings-Alper-Verwerfung diese Ansicht bestätige.

Auf Grund von Vergleichen der Geröllgrössen und -zusammensetzung des Karbongebietes nördlich des Kong Oscars Fjord mit jenen aus dem Scoresby Land bin ich für das nördliche Gebiet zur gleichen Auffassung wie Bütler gelangt, dass nämlich die Karbonwestgrenze einst weiter im Westen gelegen haben müsse, als heute. Im Scoresby Land dagegen weisen die Sedimente am Westrand auf nur kurze Transportwege hin. Sowohl das Rødeø-Konglomerat wie das Konglomeratpas-Schichtglied an der Nordostbugt deuten auf nahe Schüttungen aus dem Westen hin, bei denen noch keine deutliche Selektion in der Geröllzusammensetzung stattgefunden hat. Beide Vorkommen scheinen im Zusammenhang mit benachbarten Nord—Süd-Störungen zu stehen, sind aber in Ost—West-Richtung 100 km voneinander entfernt. Eine direkte Korrelation ist somit nicht durchführbar. Die Möglichkeit, dass zur gleichen Zeit parallele Sedimentationsräume bestanden haben, soll damit nicht ausgeschlossen werden, doch ist das vermutete karbonische oder unterpermische Alter nicht bewiesen. Wir können bloss aussagen, dass das Rødeø-Konglomerat der tektonischen und sedimentogenen Situation nach ein postorogenes Sediment ist, das wahrscheinlich als Folge von Hebungen und Bruchbildungen entstanden ist.

Zusammenfassung.

Jungpaläozoische kontinentale Sedimente werden in der Literatur Ostgrönlands aus dem Gebiet zwischen $70^1/_2°$ und 81° n. Br. erwähnt, somit auf einer Nord—Süd-Strecke von über 1000 km. Das mehr oder weniger zusammenhängende Hauptverbreitungsgebiet, wie es in Figur 2 dargestellt ist, reicht vom Hall Bredning bis zum Tyrolerfjord. Es ist etwa 360 km lang und zusammenhängend bis ca. 30 km breit. Der NNE—SSW-Streifen des Hauptverbreitungsgebietes, der hier zu Diskussion steht, ist im Westen durch eine der markantesten Verwerfungszonen Ostgrönlands begrenzt, in der von Norden nach Süden die »Postdevonische Hauptverwerfung«, der »Diagonalbruch« und die »Staunings Alper-Verwerfung« unterschieden werden können. Diese nur scheinbar zusammengehörige Verwerfungszone trennt die jungpaläozoischen kon-

tinentalen Sedimente im Süden und Norden vom kaledonischen Kristallin, im zentralen Teil dagegen vom Devon. Die Ostgrenze dieser Sedimente ist heute nördlich Gauss Halvø hauptsächlich ein Erosionsrand, während sie südlich davon unter jüngere Schichten tauchen. Die ehemalige Westgrenze der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente verlief zur Karbon- und Unterpermzeit im Scoresby Land vermutlich ungefähr parallel zur heutigen Grenze, im ganzen nördlichen Gebiete dagegen einige Dutzend Kilometer weiter im Westen, vielleicht entlang oder etwas westlich der heutigen Devon-Westgrenze. Diese ehemalige Westgrenze dürfte eine bedeutende Verwerfungszone gewesen sein, entlang der eine westliche Längszone gehoben und eine mehr oder weniger parallele Zone im Osten abgesenkt worden ist. Die Bewegungen dauerten über längere Zeit an, wobei die beiden Schollenzonen möglicherweise das Bestreben hatten, das isostatische, durch die Orogenese gestörte Gleichgewicht wieder herzustellen.

Unter- und Obergrenze der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente sind innerhalb des heute aufgeschlossenen Streifens in den einzelnen Abschnitten stratigraphisch verschieden. Das bedeutet, dass vor und nach der Ablagerung dieser Sedimente bedeutende tektonische Bewegungen stattgefunden haben. Die grobklastischen Ablagerungen dokumentieren ferner synsedimentäre tektonische Vorgänge. Nördlich des Kejser Franz Josephs Fjords transgredieren Unterkarbon und unterstes Oberkarbon auf kaledonische Gneisse, gefaltete Quarzite der präkambrischen Eleonore Bay Formation, auf gefaltetes Devon und intradevonische Intrusivgranite.

Zwischen Kong Oscars Fjord und Kejser Franz Josephs Fjord ist die Unterlage nicht sicher bekannt, doch vermutet BÜTLER (1955, S. 23, 1959, S. 24) einen konkordanten Übergang vom Oberdevon ins unterste Unterkarbon, mit einer Lücke bis zum obern Dinantien. In der Gegend von Nathorsts Fjord liegt Unterkarbon diskordant auf Mitteldevon. Im nördlichen Scoresby Land ist die Unterlage der mehr als 2700 m mächtigen kontinentalen Oberkarbon-Unterperm-Ablagerungen nicht aufgeschlossen. Im südlichen Scoresby Land ist die Unterlage der vielleicht noch oberkarbonischen Bjørnbos-Corner-Formation von über 1000 m Mächtigkeit ebenfalls nicht bekannt, während die unterpermische Gurreholmsdal-Formation direkt auf dem Kristallin beginnt. Überall, wo jüngere Schichten vorhanden sind, greift das Basiskonglomerat des marinen Oberperms winkeldiskordant über die kontinentalen Sedimente. Im südlichen Scoresby Land zeigt diese Beobachtung intrapermische Schollenbewegungen an. BÜTLER (1948a, S. 64) schrieb, dass im nördlichen Scoresby Land, im Skeldal, die tiefsten Schichten des Karbons in der Nähe der Hauptverwerfung stark geschleppt und steil verstellt sind, während die höheren Karbon-Schichten

geringere Verstellungen aufweisen. Er schloss daraus, dass das Karbon entlang einer, während der Sedimentation wirksamen und später reaktivierten Verwerfung abgelagert worden ist.

Das Alter der kontinentalen Sedimente reicht nach den bisherigen Bestimmungen vom Unterkarbon bis ins Unterperm; doch sind gerade die Altersbeziehungen bis jetzt am unbefriedigendsten abgeklärt. Die sehr grossen Florensammlungen sind nur zum kleinsten Teil bearbeitet und publiziert worden, und die Pollen-Sporen-Analyse hat in Ostgrönland erst begonnen.

Lithologisch sind für die jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente graue und bunte, geröllführende Arkosen, Sandsteine und Konglomerate charakteristisch. Bunte und schwarze Schiefer, bituminöse Kalke und kohlige Lagen kommen untergeordnet vor. Zusammensetzung, Grösse und Rundungsgrad der Gerölle geben Anhaltspunkte über Herkunft und Reife des Gesteins, ferner über die Transportrichtung, die Transportdistanz und in einigen Fällen auch über das relative Alter der Sedimente[1]). Übereinstimmend wird von allen Autoren mehr oder weniger kurzer Transport von Westen angegeben. Die Gerölle im Scoresby Land scheinen kürzere Transportwege hinter sich zu haben, als jene der nördlicheren Vorkommen, da sie gröber, schlechter gerundet und der Zusammensetzung nach oft weniger reif sind. Daraus kann abgeleitet werden, dass die heutige Westgrenze der jungpaläozoischen kontinentalen Ablagerungen nur im Scoresby Land ungefähr der ursprünglichen Westgrenze entspricht, im ganzen nördlich anschliessenden Gebiet aber die ehemalige Grenze einige Dutzend Kilometer weiter im Westen lag als heute.

Die Zusammensetzung der Gerölle zeigt, dass Granite prozentual in jüngern Gesteinen meistens häufiger sind. Die durch die Pollen-Sporen-Vergesellschaftung als unterpermisch erkannte Gurreholmsdal-Formation von Süd Scoresby Land ist die jüngste, bis jetzt bekannte Einheit der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente. Sie beginnt mit Granit- und Gneissgerölle führenden Arkosen über kaledonischem Kristallin. Man kann sich fragen, was mit dem Abtragungsprodukt des vermutlich mächtigen sedimentären Oberbaus geschehen ist. Der Gedanke an ein älteres, mächtiges Sediment mit Quarzitgeröllen drängt sich auf. Die Bjørnbos-Corner-Formation im obern Schuchert Dal enthält viele, schlecht gerun-

[1]) Der Gehalt an Granitgeröllen dokumentiert: a) mangelhafte Reife des Gesteins, b) ein granitlieferndes Hinterland. Der grössere Gehalt an Granitgeröllen einer stratigraphischen Einheit, gegenüber einer andern, mehr Quarzitgerölle führenden Einheit kann deshalb streng genommen nur bei geringer, in beiden Einheiten gleicher Reife und bei einem ähnlichen Liefergebiet ein brauchbares Kriterium für das relativ jüngere Alter sein, ausgehend von der Vorstellung, dass die sedimentären Deckschichten des orogenen Oberbaus allmählich abgetragen werden und im Liefergebiet immer grössere Kristallinareale freigelegt werden.

dete Quarzitgerölle, weshalb sie älter sein muss, als die Gurreholmsdal-Formation, die nur Granit- und Gneissgerölle enthält. Vielleicht gehört die Bjørnbos-Corner-Formation noch zum Karbon. BÜTLER (1948b, Fig. 1) hat in einem Längsprofil durchs Jameson Land unter mächtigem kontinentalem Karbon mächtiges Devon eingezeichnet. Tatsächlich transgrediert am Nathorsts Fjord Unterkarbon auf Mitteldevon.

Eine wesentliche Umlagerung devonischer Gesteine im Oberkarbon und Unterperm scheint, des gröbern Kornes und der unterschiedlichen Geröllzusammensetzung wegen, nicht vorgekommen zu sein. Die Hauptmenge der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente dürften frische Abtragungsprodukte der im Westen gehobenen Teile der Kaledoniden gewesen sein. Als Transportmedien sind hauptsächlich Bäche und Flüsse anzunehmen, die grössere Schutt- und Schwemmfächer aufgebaut haben. Ein warmes, humides, aber jahreszeitlich trockenes Klima zur Sedimentationszeit ist wegen der Pflanzenführung, dem Gehalt an rotem Pigment und dem Vorkommen von Trockenrissen besonders für die jüngern Ablagerungen am wahrscheinlichsten.

Arkosen als Typus einer sedimentären Provinz.

Der Begriff einer sedimentären Provinz wird hier im Sinne von P. NIGGLI (1952, S. 513) verwendet, um die Gesteinsvergesellschaftung einer genetisch zusammengehörenden Ablagerung zu charakterisieren, damit im Vergleich mit ähnlichen Vergesellschaftungen das zeitlos Gemeinsame und Unterscheidende hervorgehoben werden kann.

P. NIGGLI (1952, S. 513) schreibt:

> »Dabei weiss sie wohl (die Lehre von den sedimentären petrographischen Provinzen), dass es nicht zwei Regionen (Provinzen) gibt, die genau den gleichen Bedingungen unterworfen waren. Aber das Vorkommen sehr analoger Gesteine und ähnlicher Formationen lockt, die generellen Voraussetzungen ihrer Bildung klarzustellen . . .«

In diesem Sinne sei hier auf die bedeutende, in dieser Arbeit schon mehrmals zitierte Dissertation von P. KRYNINE (1950) hingewiesen, in der die kontinentalen Sedimente der Trias von Connecticut, U.S.A., eingehend petrographisch beschrieben und genetisch interpretiert worden sind. Die Analogien mit den jungpaläozoischen kontinentalen Sedimenten von Zentralostgrönland sind überraschend. Sie können nicht auf Zufall beruhen, sondern müssen auf ähnliche Bildungsumstände zurückgeführt werden.

DUNBAR & RODGERS (1957, S. 315) fassen das Gemeinsame ähnlicher Ablagerungen unter dem Titel »Gesteine in postorogenen Becken«

zusammen und stellen diese Gesteinsvergesellschaftung in Gegensatz zu solchen der präorogenen Geosynklinalen. Verglichen mit Schelfablagerungen sind die Gesteine des Arkosetyps schlecht sortiert. Verglichen mit Gesteinen des Grauwacketyps der (präorogenen) Geosynklinalen stammt das Material nicht von aufsteigenden Inseln und Massen aus vulkanischer und tektonischer Tätigkeit am Beginne einer Orogenese, sondern von den abgetragenen granitischen Wurzeln des deformierten Gürtels, nachdem die eigentliche Orogenese vorübergegangen ist.

Neben den schon genannten Triasablagerungen von Connecticut, gehören die präkambrischen roten Gesteine des Keweenawan vom Lake Superior nach Dunbar ebenfalls zum Arkosetyp, ferner das Old Red (Devon) von Grossbritannien, das nach der kaledonischen Gebirgsbildung entstanden ist. Einige Gesteinsfolgen, wie das Torridonian von Schottland, das Jotnian von Schweden, das obere Vindhyan von Indien sind derart ähnlich in Lithologie, Habitus und tektonischer Lage, dass sie mehrmals fälschlicherweise korreliert worden sind. Dunbar schliesst daraus, dass die letzten mächtigen Ablagerungen in irgend einer orogenen Zone, jene der postorogenen Becken, sehr ähnlich sein können, unabhängig vom Alter der Orogenese und der Sedimente.

Krynine (1943, in Krumbein & Sloss, 1951, Fig. 12—1) ging in der Verallgemeinerung noch einen Schritt weiter. Er hat den Arkosetyp, zusammen mit dem Orthoquarzit- und Grauwacketyp, in einen tektonischen Zyklus eingeordnet. Sein Schema lässt sich aber für die Kaledoniden Ostgrönlands nicht gut anwenden, weil die mehr als 16.000 m mächtigen Gesteine der Eleonore Bay- und der Tillitformation zum grossen Teil dem Orthoquarzit-Karbonattyp zugehören, der tektonischen Rolle gemäss aber zum Grauwacketyp gehören sollten.

Nach der Ablagerung der unterpermischen Arkosen in Süd Scoresby Land haben Bruchbildungen und Schollenbewegungen, aber keine Faltungen mehr stattgefunden. Anschliessend folgte eine starke intrapermische Peneplainisierung. Die Unterlage des marinen Oberperms lässt sich anhand der Intersektion und einiger Messpunkte als eine Ebene rekonstruieren (Figur 17), mit Niveaudifferenzen, die $\pm$ 10 m nicht übersteigen.

Die jüngeren klastischen Gesteine aus der Trias und dem übrigen Mesozoikum haben vermutlich nichts mehr mit der kaledonischen Gebirgsbildung und ihren nachorogenen Auswirkungen zu tun, sondern sind Ausdruck von epirogenetischen Schollenbewegungen, die bis zum heutigen Tag von keiner neuen Orogenese mehr abgelöst worden sind. Die Kaledoniden Ostgrönlands bieten die einzigartige Möglichkeit, ein erstklassig aufgeschlossenes Orogen in seiner zeitlichen Entwicklung fast lückenlos rekonstruieren zu können. Eine bedeutende Lücke im geschichtlichen Archiv der Sedimente besteht bloss im Ordovicium und Unterdevon.

Die oberpermischen marinen Ablagerungen (Zechstein).

(Karstryggen-Schichtgruppen[1])).

Das marine Oberperm des Karstryggen hat im Jahre 1938 STAUBER erstmals besucht, ein Profil aufgenommen und an einer Stelle grosse Mengen von Fossilien gesammelt (STAUBER 1940, S. 9—11).

Aus einem einzigen Fossilhorizont 50 m über der Oberpermbasis hat STAUBER 13 Kisten voll Fossilien mitgebracht. Darin dominiert der grosse Productide *Pleurohorridonia scoresbyensis* DUNBAR, von dem mehrere hundert Stück gesammelt worden sind. Diese Art ist im Oberperm von Ostgrönland recht verbreitet und kommt z. B. in den als Zechstein bestimmten aufgearbeiteten »Weissen Blöcken« in der Eotrias von Kap Stosch (Nord Hold with Hope) und im Oberperm vom Nathorsts Fjord und von Nord Scoresby Land häufig vor.

Damit ist der Zusammenhang des Permvorkommens vom Karstryggen mit dem übrigen Oberperm Ostgrönlands nachgewiesen.

DUNBAR (1955) hat aus der Sammlung von STAUBER aus dem Karstryggen weitere 16 Brachiopoden beschrieben, unter denen acht Arten neu, weitere fünf aber für Zechstein charakteristisch sind und von entsprechenden Exemplaren aus dem deutschen Zechstein und dem englischen Magnesian limestone nicht unterschieden werden können. Das Zechsteinalter der Karbonate vom Karstryggen ist somit unbestritten.

DUNBAR (1955, S. 42) weist auf die grosse Übereinstimmung der Fauna vom Karstryggen mit jener der in der ostgrönländischen Permliteratur viel diskutierten »Weissen Blöcke« in der Eotrias von Kap Stosch hin. Als einzigen wesentlichen Unterschied erwähnt er das Fehlen von Gastropoden in der Sammlung STAUBER vom Karstryggen. Gastropoden habe ich im Sommer 1956 auf dem Karstryggen auch finden können.

Überblick über das Oberperm in Ostgrönland.

Jungpaläozoische marine Ablagerungen sind in Ostgrönland seit der Danmarks Expedition von 1906—1908 unter der Leitung von L. MYLIUS-ERICHSEN bekannt. Die beiden Teilnehmer J. P. KOCH und A. WEGENER haben auf Amdrup Land und Holm Land (80—81° n. Br.) über kontinentalem Karbon marine Kalke, Dolomite und Schiefer mit einer reichen Brachiopodenfauna gefunden.

LAUGE KOCH stellte ferner 1921 permische schwarze Schiefer mit brachiopodenreichen Kalkbänken im Peary Land fest.

[1]) Die Bezeichnung »Karstryggen-Schichtgruppen« umfasst alle oberpermischen Ablagerungen oberhalb der Winkeldiskordanz im südlichen Scoresby Land. Sie dient als Sammelbezeichnung der hier vorkommenden Formationen.

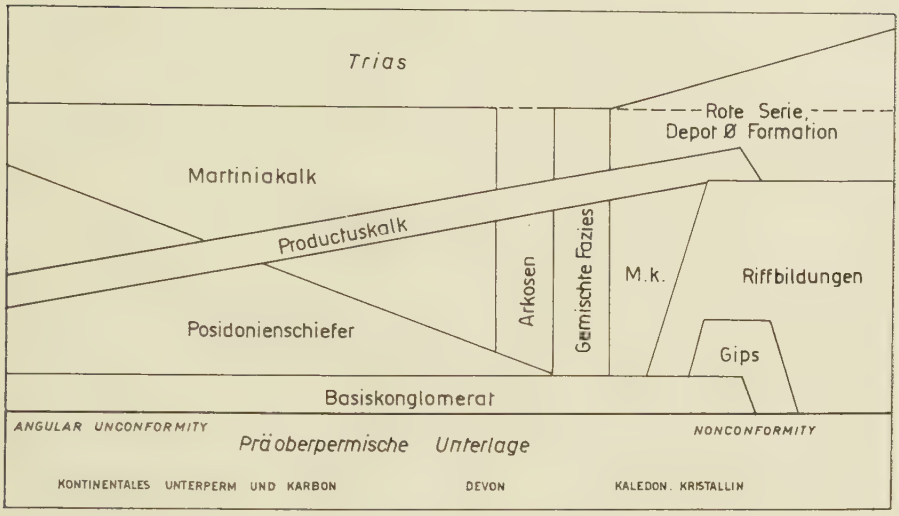


Fig. 15. Schema der Faziestypen im Oberperm von Ostgrönland. Nach einem Schema von Maync (1940, Fig. 2, S. 17) abgeändert und ergänzt. Nur die wichtigsten Kombinationen sind veranschaulicht. Die Zeitgrenzen im Oberperm verlaufen diagonal durch die Fazieszonen. M.k. = Martiniakalk.

Das Hauptverbreitungsgebiet des marinen Oberperms in Zentralostgrönland ist von einer ganzen Reihe von Geologen der Dr. Lauge Koch Expeditionen untersucht worden. Dieses Vorkommen läuft parallel jenem der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente. Das Oberperm ist in etwa 400 km Länge vom Hall Bredning bis ins Wollaston Forland aufgeschlossen und kommt ferner auch in der Gegend des Nathorsts Fjord vor.

Als Grundlage für die Stratigraphie und unsere Kenntnisse der Faziesbeziehungen des ostgrönländischen Oberperms dient die monographische Arbeit von Maync (1942) über die Vorkommen im nördlichen Teil von Zentralostgrönland. Die stratigraphischen Angaben gelten auch für das südlichere Gebiet.

Vor den Untersuchungen von Maync wurden die jungpaläozoischen marinen Ablagerungen Ostgrönlands als Oberkarbon-Unterperm bezeichnet und die lithologischen Einheiten als zeitlich getrennte Ablagerungen aufgefasst. Es ist das Verdienst von Maync, das später mehrfach bestätigte Zechstein alter dieser Sedimente klar erkannt zu haben. Ferner hat Maync nachweisen können, dass die lithologischen Einheiten heterop sind. Die Zeitgrenzen des marinen Oberperms von Ostgrönland schneiden mitten durch die Faziesgrenzen. Dabei gehören alle Faziestypen zum Zechstein. Nach Dunbar (1955) repräsentiert die Fauna des ostgrönländischen Oberperms nur einen kleinen Teil des obersten Perms. Maync (1942, S. 83) rechnet mit der grossen Wahrscheinlichkeit

eines kontinuierlichen Überganges vom Perm in die unterste Trias. Auf Traill Ø, wo grosse Teile des Oberperms als Arkosen ausgebildet sind, lässt sich nach BÜTLER (1955) innerhalb der klastischen Ablagerungen keine scharfe Grenze zwischen Perm und Trias beobachten. Auf alle Fälle liegt die Trias dort konkordant auf dem Oberperm.

Als eindeutigstes oberpermisches Leitfossil gilt der von O. KULLING 1929 im Martiniakalk von Clavering Ø gefundene Ammonit *Cyclolobus kullingi* FREBOLD, der von MILLER & FURNISH (1940) beschrieben worden ist. *Cyclolobus* (WAAGEN) ist eine spezifisch oberpermische Gattung und leitend für das oberste Perm der indischen Geosynklinale.

Ammoniten wurden 1957 von M. AELLEN (unpubliziert) auch im Oberperm östlich des Schuchert Flod gefunden.

E. NIELSEN hat während seiner Überwinterung 1932—1933 Fische in den Posidonienschiefern von Hold with Hope gesammelt, die ALDINGER (1937) für eine monographische Beschreibung der permischen Ganoidfische Ostgrönlands ausgewertet hat. Der Fund von u. a. *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE deutet ebenfalls auf typischen Zechstein. Exemplare aus Ostgrönland können von solchen aus dem Kupferschiefer des deutschen Zechstein nicht unterschieden werden.

NEWELL (1955) hat 23 Pelecypodenarten des Oberperms von Ostgrönland beschrieben. Das Material stammte von verschiedenen Teilnehmern der Dr. Lauge Koch Expeditionen. Vier Arten sind neu. Die Mehrzahl der übrigen Formen umfasst solche, die aus der Zechsteinfauna der höhern und mittlern geographischen Breiten von Europa gut bekannt sind.

Die Fauna des Oberperms von Ostgrönland gestattet eine sehr gute Korrelation mit dem Zechstein von Deutschland, dem Magnesian limestone von England und dem Kungur-Kazan von Russland. Die Korrelationsmöglichkeiten nach NEWELL (1955, S. 8) sind in der Tabelle 16 dargestellt.

Von allen Autoren über das ostgrönländische Oberperm wird eine deutliche Diskordanz an der Basis erwähnt. Im Grossen gesehen, wird die Unterlage des Oberperms von Norden nach Süden immer jünger. Meist liegt an der Basis, über der Diskordanz, ein wenig mächtiges, charakteristisches Basiskonglomerat.

Die starken Mächtigkeitsschwankungen in den lithologischen Einheiten und die raschen seitlichen Fazieswechsel des ostgrönländischen Oberperms hat MAYNC (1942) auf Grund zahlreicher und detaillierter Profilaufnahmen dokumentiert. Die von MAYNC ausgeschiedenen Lithofaziestypen entsprechen nach der Definition von HEDBERG (siehe S. 18) Formationen, soweit es sich um kartierbare Einheiten handelt. Mischtypen und Wechsellagerung verschiedener Typen sind allerdings oft schwierig einzuorden. Die Lithofaziestypen des ostgrönländischen Zech-

steins sind in der Tabelle 17 zusammengefasst. Diese Typen betrachtet Maync (1942, S. 78) als zeitlich äquivalente Bildungen ein- und desselben neritischen Ablagerungsraumes, als Schelfablagerung des permischen Skandiks an der Randzone des grönländischen Schildes.

Das Oberperm von Süd Scoresby Land.

Die Faziesausbildung des Oberperms von Süd Scoresby Land ist nicht vollständig, fehlen doch, wie Stauber (1940, S. 10) bemerkt, die typischen Posidonienschiefer und wahrscheinlich auch der typische Productuskalk. Der Martiniakalk ist, wenn die olivgrauen, sandigen Plattenkalke über dem Basiskonglomerat dazu gerechnet werden, nur 5 bis 15 m mächtig. Auch fehlt die charakteristische reiche Fauna.

Folgende Lithofaziestypen sind im südlichen Scoresby Land vorhanden:

Erosionsfläche. Quartär: Moränen.

4. Riffbildungen.
3. Gips.
2. Olivgraue, sandige Plattenkalke.
1. Basiskonglomerat.

Winkeldiskordanz:

— Kontinentales Unterperm: Gurreholmsdal-Formation.

Das Basiskonglomerat.

Das Oberperm des Karstryggen beginnt diskordant mit einem markanten, etwa 30 m mächtigen Basiskonglomerat von unverkennbarer braunroter Farbe. Stauber (1939, S. 169) hat bereits auf dieses Konglomerat hingewiesen. Hübscher (1943, S. 48) gibt davon eine Schwermineralanalyse (siehe Tabelle 19).

Die wichtigsten Eigenschaften des Basiskonglomerates von Syd Scoresby Land sind in der Tabelle 19 zusammengestellt. Die Tabelle 20 gibt vergleichshalber eine Übersicht des Basiskonglomerates im Oberperm von ganz Ostgrönland.

Die Winkeldiskordanz an der Basis des Oberperms konnte in fast allen Vorkommen von Ostgrönland festgestellt werden. Die Ausnahme beim Maanedal auf Traill Ø hat nicht viel zu bedeuten, da eine konkordante Lagerung auch durch einen zufälligen Schnitt gerade im Schichtstreichen, oder durch eine *Paraconformity* (Dunbar & Rodgers 1957, S. 117) zu sehen ist.

Die Winkeldiskordanz zeigt präoberpermische tektonische Vorgänge an. Da die unterpermische Gurreholmsdal-Formation mitbewegt worden

Fig. 16. Winkeldiskordanz (d) zwischen kontinentalem und marinem Perm. Oberes Revdal, Blick nach Süden. A.S. = Arkosedal-Schichtglied, B = Basiskonglomerat, ca. 30 m mächtig, M = verschuttete Verebnung, die den Plattenkalken entsprechen dürfte. R = Riffbildungen mit stockartigen Gebilden.

ist, müssen die letzten bedeutenden Schollenbewegungen intrapermisch sein. Im nördlichen Teil des Karstryggen transgrediert das Basiskonglomerat auf das Arkosedal-Schichtglied. Da die hangenden, mehrere hundert Meter mächtigen Schichtglieder nach Süden zu mehr und mehr zum Vorschein kommen, müssen im nördlichen Teil des Karstryggen vor der Oberpermtransgression mehrere hundert Meter Gesteine des konrinentalen Unterperms erodiert worden sein. Die Erosion war in Süd Scoresby Land so vollständig, dass sich die Erosionsfläche als eine Ebene mit Niveaudifferenzen in der Grössenordnung von $\pm$ 10 m rekonstruieren lässt (Figur 17).

Von Süd Scoresby Land nach Norden liegt das Oberperm immer älteren Gesteinen auf: Kontinentalem Unterperm-Oberkarbon-Unterkarbon-Devon-kaledonischem Kristallin. Ein grosser Teil der Denudation im Norden ist präpermisch.

Von allen Autoren wird auf die auffällige braunrote Farbe des Basiskonglomerates hingewiesen. Der Gehalt an rotem und braunem, eisenschüssigem Pigment weist auf ein oxydierendes Milieu bei der Entstehung des Sedimentes hin. Im südlichen Scoresby Land ist das Basiskon-

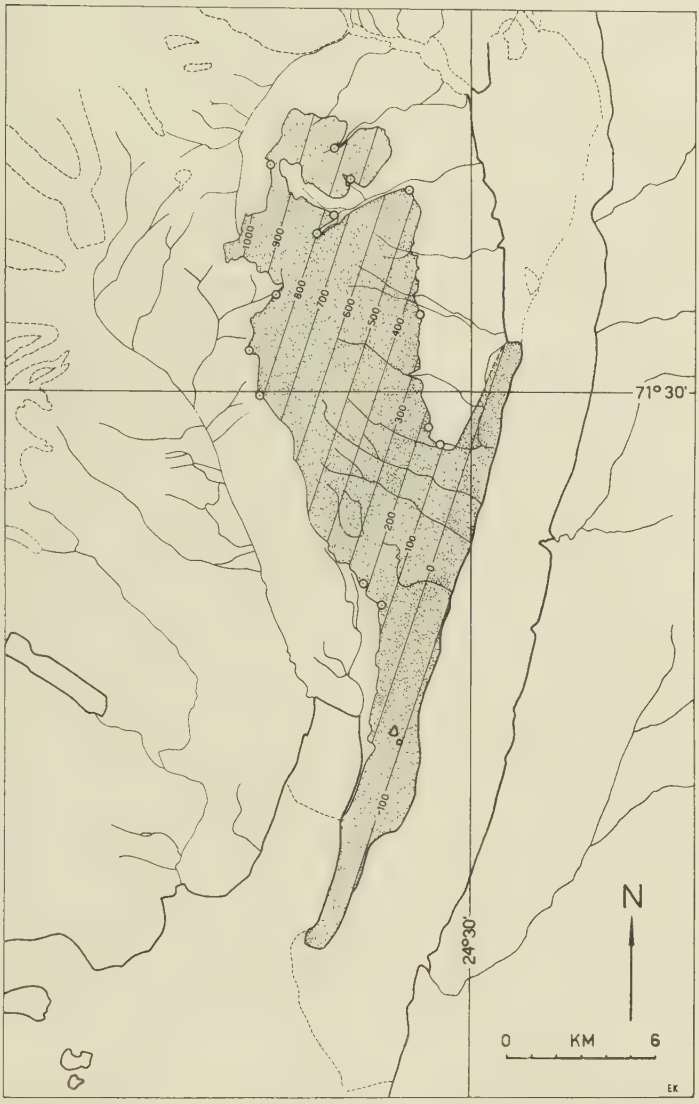


Fig. 17. Rekonstruktion der Zechsteinunterlage. Die punktierte Fläche entspricht der Peneplain vor der Oberpermtransgression. Kreise: Messpunkte ±10 m an der Basis des Oberperms. Die Umrisslinie der punktierten Fläche entspricht der beobachteten Intersektion, ausgenommen im Gebiet der Sackungen am Ostrand.

glomerat horizontal unregelmässig rotbraun-grüngrau geflammt. Die hellen Streifen dürften auf Reduktion des eisenhaltigen Pigmentes zurückgeführt werden. Offensichtlich waren bei der Ablagerung des Sedimentes während der marinen Transgression reduzierende Einflüsse zu schwach oder hatten zu wenig Zeit, um das ganze rote Pigment zu reduzieren.

Das Vorkommen von grossen Blöcken und von labilen Geröllen aus Karbonaten, Sandsteinen und Granit im Basiskonglomerat deutet auf sehr nahe Herkunft des Materials. Wenn eine Aufarbeitung älterer Sedimente stattgefunden hat, so war es höchstens ein einmaliger Umlagerungsakt auf kurze Distanz.

Die Rundung der Gerölle ist sehr unterschiedlich. In Süd Scoresby Land kommen im Basiskonglomerat schlecht gerundete Gerölle vor, wie im liegenden Unterperm. An andern Orten, wie auf Gauss Halvø, wird die Rundung als »ausgezeichnet« angegeben. Zeigen die schlecht gerundeten Gerölle sicher kurze Transportwege an, so brauchen die gutgerundeten nicht unbedingt auf lange hinzuweisen; sie könnten aufgearbeitet sein.

Das Basiskonglomerat ist, mit wenigen Ausnahmen, nicht geschichtet. Die Farbverteilung kann eine Art Kreuzschichtung andeuten, doch laufen die Farbgrenzen oft mitten durch die Gerölle. Die fehlende Gliederung deutet auf einen ununterbrochenen, einmaligen und kurzen Sedimentationsakt.

Die Zusammensetzung der Gerölle ist verschieden, offensichtlich abhängig davon, was im Liegenden oder in unmittelbarer Nachbarschaft an Geröllen vorkommt. Je nachdem ist das Basiskonglomerat in seiner Zusammensetzung reif oder unreif. Massgebend ist aber stets die geringste Reife eines Konglomerates. Das Basiskonglomerat ist an sich unreif, spiegelt aber weniger seine eigene, als die Reife der liegenden Sedimente, aus denen es seine Gerölle bezogen hat. So finden sich in Süd Scoresby Land im kontinentalen Unterperm und im Basiskonglomerat die gleichen roten Granite, nur dass die Feldspäte in den Granitgeröllen des Basiskonglomerates stärker verwittert sind. Nach Süden zu, wo an Stelle der Arkosedal- und Ødemarksdal-Schichtglieder mit roten Granitgeröllen das Konglomeratpas-Schichtglied mit einer anderen Geröllzusammensetzung tritt, ändert auch die Zusammensetzung des Basiskonglomerates. In Nord Scoresby Land entspricht die polygene Zusammensetzung des Basiskonglomerates jener der liegenden Profilbjerg-, Domkirken-, und Aggersborg-Schichtglieder. Auf Traill Ø stimmt der Geröllgehalt des Basiskonglomerates so stark mit den liegenden Karbonsedimenten überein, dass nach BÜTLER (1955, S. 116) die Unterscheidung schwierig ist.

Auf Clavering Ø und im Wollaston Forland transgrediert das Oberperm direkt auf Kristallin. Hier fehlt ein Basiskonglomerat.

Die Mächtigkeit des Basiskonglomerates ist meistens gering und ziemlich konstant. Für eine mächtige Ablagerung, wie es für Schuttfächer typisch ist, fehlte offensichtlich die nötige Reliefenergie. Die Unterlage, wahrscheinlich auch das Hinterland, waren vor der Oberpermtransgression peneplainisiert worden. Der Gehalt an blockgrossen Geröllen von

oft instabiler Zusammensetzung kann in diesem Falle nicht mit tektonischen Vorgängen und starkem Relief im Hinterland erklärt werden. Das Material lässt sich aus dem Liegenden herleiten. Von Kap Stosch (Hold with Hope) meldet Kulling (1930, S. 344) ein Basiskonglomerat

Fig. 18. Granitblock im Basiskonglomerat, Huledal. Hammerstiel 30 cm. Weitere sehr grosse Blöcke liegen in unmittelbarer Nähe. Sie wittern aus der lockeren Arkose-Matrix heraus.

von 160—170 m Mächtigkeit, das aber schon auf wenige Kilometer Entfernung auf 8 m ausdünnt. Vielleicht handelt es sich hier um die Ausfüllung einer Rinne oder um einen lokalen Schuttfächer.

Im Basiskonglomerat sind Fossilien beobachtet worden. Bierther (Manuskript S. 41) hat Muscheln in Kalklinsen des Basiskonglomerates von Nord Scoresby Land gefunden, Maync (1942, S. 79) auf Stilles Ø (nördlich Hold with Hope) sogar Brachiopoden. Die Wechsellagerung von Dolomit- und Konglomeratlagen bei Ladderbjerg, Gauss

Halvø, und der allmähliche Übergang vom Konglomerat in die hangenden Karbonate bei der Nordostbugt, Süd Scoresby Land, und bei River 14, Hold with Hope, deuten auf eine marine Entstehung des Basiskonglomerates.

Fassen wir alle diese Beobachtungen und Überlegungen zusammen, so sehen wir, dass wir das Basiskonglomerat nicht einfach mit jenen, sonst für Konglomerate geltenden Argumenten, als ein Produkt starken Reliefs betrachten dürfen. Vielmehr deutet alles auf ein echtes Transgressionskonglomerat hin, das durch die rasch vorrückende Brandung des Meeres über eine, mit losen Geröllen übersäte Peneplain entstanden ist. Die Gerölle wären demnach nicht synsedimentär entstanden, sondern ein Erbe der vorausgegangenen Erosionsphase.

Die olivgrauen, sandigen Plattenkalke.

Im Erosionsprofil liegt über dem herauswitternden Basiskonglomerat stets eine verschuttete Verebnung. Sie weist auf eine, gegenüber den liegenden und hangenden Schichten weichere Schichtfolge von 5—15 m Mächtigkeit hin.

Offensichtlich befanden sich die milieubestimmenden Faktoren zur Zeit der Ablagerung jener Gesteine nicht im Gleichgewicht. Neben glimmerreichen, feinen Sandsteinen setzten sich Kalzit, Dolomit und sogar Gips ab. Das Vorkommen von Korallen und Productiden deutet auf eine marine Bildung, der Gehalt an Pyritkristallen und die grünlichgraue Farbe auf reduzierendes Milieu. Der grobspätige Kalk könnte organogenen Ursprungs sein. Alle lithologischen Eigenschaften stimmen weitgehend mit jenen des Martiniakalkes überein, wie er in den übrigen Oberpermvorkommen von Ostgrönland beschrieben worden ist. Hingegen fehlt die charakteristische reiche Fauna mit *Martinia greenlandica* DUNBAR. Die Korrelation ist deshalb nicht gesichert.

Das Vorkommen von Martiniakalk unterhalb der Riffbildungen, ist gegenüber der meist höheren Lage im Oberpermprofil nicht gewöhnlich, aber an sich denkbar.

Der Gips.

Die geologische Karte Tafel 1 zeigt, dass der bis 50 m mächtige Gips in einem engbegrenzten Becken von etwa 3 km Länge und $1^1/_2$ km Breite ausgeschieden worden ist, wahrscheinlich in einer Lagune, die durch Riffbauten abgeschnürt worden ist.

Kleinere, isolierte Gipsvorkommen sind an mehreren Stellen des Karstryggen in den Riffbildungen verstreut.

Seitlich geht der Gips im Revdal in Rauhwacke und zellige Kalke, schliesslich in die normalen Riffbildungen über. Kleinfältelung,

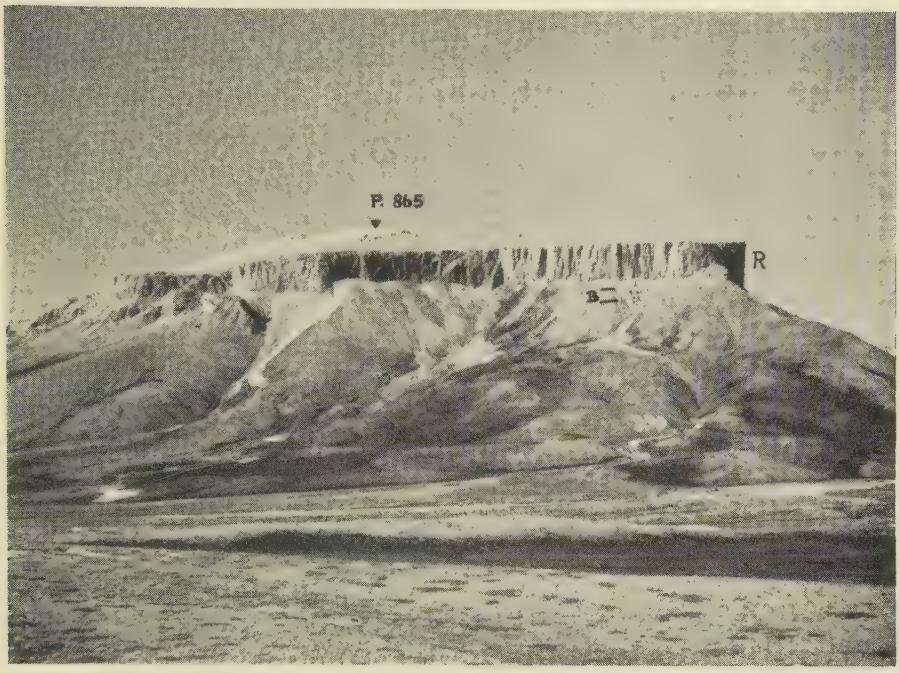


Fig. 19. Riffbildungen. Blick von der Talsohle des Schucherts Flod nach Westen. Rechts Mündung des Revdal. B = Basiskonglomerat, R = Riffbildung mit senkrechter Wand (Lokalität entspricht dem Profil 1, Fig. 22). Die massigen Karbonate lösen sich nach Westen in unregelmässige Stöcke, z.T. mit Überguss-Schichtung auf. Bei P. 865 beginnt eine etwas abweichende Riff-Fazies mit weissen Karbonaten. S = versackte Partie.

Gekrösestruktur, verworrene Lagerung und Stauchungen sind Erscheinungen, die für Gipsablagerungen charakteristisch sind.

Gips ist, wie aus der Tabelle 17 ersichtlich, an mehreren Stellen im Oberperm von Ostgrönland anzutreffen.

Der Gips weist auf ein arides, warmes Klima im Zechstein hin, ferner auf ein seichtes, marines Ablagerungsmilieu in der Grenzzone zwischen Festland und Meer.

Die Riffbildungen.

Die markanten Steilwände im Revdal zeigen deutlich den sehr heterogenen Aufbau der Riffbildungen. Ungeschichtete Riffkörper, umgeben von Partien mit Überguss-Schichtung, wechseln ab mit gutgeschichteten oder sehr verworrenen, porösen Abschnitten (Figuren 16 und 19).

Die Basis der Riffbildungen ist oft stark brekziös. Die Intraformationsbrekzien enthalten Kalk- und Schieferbruchstücke aus dem Liegenden und mehr oder weniger Fremdmaterial in Form von zerstreuten

Quarz- und Feldspatkörnern. Die Brekzien sind bis 50 m mächtig. An einigen Stellen ist die Basis dunkelrot gefärbt, teilweise vielleicht durch eine hydrothermale Imprägnation. Hohlräume enthalten oft grosse Mengen von groben Barytkristallen.

In der westlichen Hälfte des Karstryggen gibt es Partien, die zur Bildung von Balmen und Höhlen neigen. Eine Höhle im Huledal ist z. B. 15 m tief, 15 m breit und 8 m hoch. Eigenartig sind die, gelegentlich in die Riffbildungen eingestreuten Nester voll heller, farbig getönter Quarzitgerölle mit vollkommener Rundung (0,9). Durch die Rundung und die rein quarzitische Zusammensetzung als sedimentologisch sehr reif charakterisiert, unterscheiden sich diese Gerölle auf den ersten Blick von jenen der wenig reifen kontinentalen Schichten. Oberhalb des Basiskonglomerates habe ich bezeichnenderweise im Oberperm keine Granitgerölle beobachten können. Die Quarzitgerölle stehen mit ihrer hohen Reife im Gegensatz zu den eckigen Trümmern labiler Gesteine wie Kalk, Dolomit und Tonschiefer, die in unmittelbarer Nachbarschaft vorkommen. Fragmente von verkieselten Baumstämmen sind nicht abgerollt. Das Fremdmaterial ist somit polygener Herkunft. Die vollkommene Reife der Quarzitgerölle ist vermutlich ein Erbe der Peneplainisierungsphase, die der Oberpermtransgression vorangegangen ist.

Die eigentlichen Riffkörper bestehen aus einem Trümmerwerk von rekristallisierten, kaum identifizierbaren Organismenresten. Bryozoen scheinen beim Aufbau der Riffe massgeblich beteiligt gewesen zu sein. Grosse Productiden und andere Brachiopoden kommen in Bänken massenhaft vor, zusammen mit Bryozoen, Tetrakorallen und kleinen Gastropoden. In geschichteten Kalken erkannte ich zahlreiche Foraminiferen. Eine Anzahl der Foraminiferen aufweisenden Dünnschliffe habe ich Herrn Dr. W. MAYNC, Chambourcy, Frankreich, geschickt, der die Freundlichkeit hatte, mir brieflich einige Angaben über die angetroffene Fauna zu vermitteln.

Da keine für Schlämmproben geeignete Mergel verfügbar waren, gelang es nicht, anhand orientierter Dünnschliffe die Arten zu bestimmen. Dr. MAYNC stellte die Gattungen *Monogenerina*, *Geinitzia*, *Archaeodiscus*, *Plectogyra* und *Globivalvulina* fest, d. h. Genera, die schon im Ober- und Mittelkarbon auftreten und für eine Altersbestimmung ohnehin nicht ausreichen. Leitende Permformen waren nicht zu erkennen.

Einige Partien der Riffbildungen sind lokal gut geschichtet. Die dickplattigen bis bankigen Schichten keilen oft schon nach wenigen Metern aus. In den Bänken sind häufig *Stylolithen* zu sehen. Eine starke Kleinklüftung zerlegt das Gestein oft in eckige Stücke, die einen scharfen, splittrigen Schutt erzeugen. Auf den Hochflächen des Karstryggen korrodiert das Schneewasser alle Oberflächen der Karbonatgesteine. Moos-

artig herauswitternde kleine Höcker (Quarzkörner) geben den Anwitterungsflächen eine sehr rauhe Struktur.

Interpretation.

Die Zechsteinablagerungen von Süd Scoresby Land stellen gegenüber den liegenden kontinentalen Gesteinen eine neue, wesentlich abweichende Sedimentationsphase dar.

Die im Unterperm erkannten Schollenbewegungen haben später, noch vor der Oberpermtransgression, auch die kontinentalen unterpermischen Sedimente erfasst. Die Reliefunterschiede sind aber schon in der darauf folgenden intrapermischen Erosionsphase wieder ausgeglichen worden. Die marine Zechsteintransgression griff in Süd Scoresby Land über eine Peneplain. Im allmählich steigenden, warmen und seichten Meer konnten sich der Küste und Schwellen entlang mächtige organogene Riffe entwickeln, deren Karbonatablagerungen durch Brandung und Wellenschlag ständig angegriffen und als intraformationale Brekzien am Fuss der Riffe abgesetzt wurden. In von Riffen gebildeten Lagunen wurde Gips ausgeschieden.

Die Küste des Zechsteinmeeres lag vermutlich nahe am Westrand des Karstryggen. Dem Mangel an klastischem, terrigenem Material nach zu schliessen, besass das kontinentale Hinterland vermutlich nur ein geringes Relief.

Auf 5—10 km Distanz wechselt nach Osten die Fazies vollständig, indem die Riffbildungen des Karstryggen auf der Ostseite des Schuchert Flod nicht mehr zu finden sind und durch andere Faziestypen ersetzt werden.

Das marine Oberperm Ostgrönlands dokumentiert wahrscheinlich eine kürzere Ruhepause in der postorogenen tektonischen Entwicklung des ostgrönländischen Kontinentalrandes. Dass diese Pause schon in der untersten Trias durch neue Schollenbewegungen unterbrochen worden ist, zeigen die Gerölle von Zechsteinkalk in der Trias von Nord Scoresby Land und Kap Stosch (Hold with Hope).

GANGBILDUNGEN

Basische Gänge.

Basische Gänge sind im ganzen untersuchten Gebiet sehr verbreitet. Die einzelnen Gänge lassen sich aber selten mehr als einige Dutzend Meter weit verfolgen, da sie im Schutt meist rasch verschwinden. Wo das Nebengestein stark gefrittet worden ist, wittert dieses gerne mauerartig heraus. Stets wurden nur Dykes, keine Lagergänge angetroffen. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen $^1/_2$ und 3 m. Auffallend ist das gerichtete Streichen von 160 ± 20 Grad, das mit wenigen Ausnahmen bei allen Dykes gemessen werden kann. Diese Streichrichtung stimmt mit einer mehrmals beobachteten häufigen Kluftrichtung überein und dürfte mit der Tektonik im Zusammenhang stehen. Säulige Querabsonderung des Gesteins oder Absonderung in kleinen Kugeln ist häufig zu sehen. Die Randpartien der Dykes enthalten meist Zeolithmandeln. Das Nebengestein ist stets verhärtet, Karbonate marmorisiert. Da die Dykes alle Faziestypen des Oberperms durchschlagen, sind sie sicher postpermisch. Eine genauere Altersangabe ist wegen dem Fehlen postpermischer Sedimente nicht möglich.

Die Dykes enthalten in einer dunkelgrauen Grundmasse oft bis zentimetergrosse Einsprenglinge von idiomorphem Biotit und Pyroxen. Das Gestein wittert gerne fleckig grün an und besitzt oft rostige Kluftbeläge.

Im Nedre Arkosedal enthält ein basischer Gang etwa 5 % eckige Einschlüsse von Fremdgestein, in Fragmenten von 5 bis maximal 25 cm. Darunter befinden sich neben Arkosen und Graniten auch Granatgneisse, kristalline Schiefer und sogar Dolomite, also Gesteine, die weder als Gerölle im Gestein an der Oberfläche, noch anstehend im westlich benachbarten Kristallin der Staunings Alper anzutreffen sind. Die Gesteine in der Tiefe müssen somit eine andere, reichere Zusammensetzung haben, als wir sie von den Gesteinen an der Oberfläche her kennen.

Die Beziehungen zwischen Bruchtektonik und den basischen Gängen sind nicht abgeklärt, da der Verlauf der Gänge in den Verwerfungszonen nicht verfolgt werden konnte.

Einen abweichenden Gesteinstypus habe ich im Gebiete der Snekuppel angetroffen. Östlich Overgangsdal steht auf 1050 m ein hell-

brauner Gang mit starker plattiger Absonderung an, der in seinem Habitus fast nicht von den Arkosen unterschieden werden kann. In einer feinkristallinen Grundmasse stecken idiomorphe Porphyroblasten von zonaren, bis 2 cm langen Plagioklasen, schlanke, bis 7 mm lange Prismen von Pyroxen und idiomorpher Titanit.

Ein Zusammenhang der basischen Gänge von Süd Scoresby Land mit der in Ostgrönland sehr verbreiteten tertiären Basaltformation (Dykes, Sills, Plateaus) ist wahrscheinlich.

Minerallagerstätten.

In der geologischen Karte Tafel 1 sind die Vererzungsanzeichen von Süd Scoresby Land angegeben. Die Mineralisierungszonen sind nicht, wie in der Gegend von Mesters Vig, an Quarzgänge gebunden. Millimeter- bis zentimeterbreite Gänglein von Galenit, Zinkblende, Baryt etc. sind besonders in den Zerrungszonen verbreitet. Oft sind die sehr porösen Arkosen von Klüften aus diffus imprägniert. Die oft kavernöse Basis der Riffbildungen enthält bedeutende Linsen mit Baryt. Der Werner Bjerge Pluton, in dessen Nachbarschaft Erzlagerstätten vorkommen, ist von unserem Gebiet etwa 40 km entfernt.

DAS QUARTÄR

Die Untersuchung der vielfältigen quartären Sedimente lag ausserhalb meines Programmes. Das Quartär von Süd Scoresby Land stellt viele interessante Probleme, wie jene der marinen Strandterrassen, der Gletscherbewegungen und der Pseudovulkane, um nur einige zu nennen, auf die ich nur ganz flüchtig eingehen kann.

In der geologischen Karte Tafel 1 sind vom Quartär nur die heutigen Gletscherstände und die Schuttfüllung der Talsohlen eingetragen. Die Skizze der Quartärablagerungen Figur 20 ist als Ergänzung der geologischen Karte gedacht und will nicht als vollständig gelten.

Marine Sandterrassen breiten sich dem Schucherts Flod entlang vom Hall Bredning weit nach Norden ins Landesinnere aus. Zwischen 60 und 120 m Höhe über Meer gehen sie allmählich in Grundmoräne über. Der lose, an der Oberfläche oft mit Geröllen besetzte Sand ist eine helle, gelbliche bis blassrote Arkose mit Feinschichtung. Die obersten Lagen sind oft gefältelt, vermutlich als Folge früheren Eisdruckes. Da Moränenblöcke auf den Sandablagerungen liegen, müssen die Sande schon vor der letzten grossen Vereisung abgesetzt worden sein. Der hohe Gehalt an oft grobem Feldspat (bis 5 mm) weist auf ein wenig reifes Sediment hin, das seine Entstehung vorwiegend physikalischer Verwitterung und Transport durch Wasser oder Eis verdankt. Muschelschalen habe ich noch in 60 m ü. M. gefunden. Da ich nicht systematisch in höheren Lagen gesucht habe, ist es möglich, dass marine Ablagerungen noch höher hinauf reichen. Das Schuchert Dal war noch in junger Zeit ein Fjord.

In der Talsohle des Schucherts Flod, bei dem Sand- und Schotterhügel »Rampe« (Lokalität siehe Fig. 3), sind an Geröllen und Blöcken die prächtigsten Windschliffe zu sehen, die auf einen starken Haupt-

---

Fig. 20. Quartärablagerungen. Grobpunktiert: jüngste, frische Moränen mit deutlichen Endmoränen. Punktreihen: Ältere Wallmoränen, überwachsen. Weites Punktnetz: Quartär im allgemeinen. Meist Grundmoräne mit vereinzelten erratischen Blöcken. Entspricht einer noch älteren Vereisung des ganzen Gebietes. Dicht punktiert: Marine Sandterrassen, mit Fundpunkten (*) von Muschelfragmenten und Höhenangabe (±10 m). Schuttfächer gestrichelt. Haken: Sackungen. Ring: Pingo (Pseudovulkan) von Bjørnbos Corner.

QUATERNARY
DEPOSITS
Snekuppel
50m
650m
350m
Bjørnbos Gletscher
60m
500m
KARSTRYGGEN
71°30'
500m
Gurreholms Dal
40m
50m
Schuchertis Fiod
JAMESON LAND
N
24°30'
Nordostbugt
Hall Bredning
0 KM 6
EK

Fig. 20.

wind von Norden hinweisen. Die Korngrösse (bis über 5 mm) und die mangelhafte Sortierung und Reife der Terrassensande sprechen gegen einen äolischen Transport bei der Ablagerung. Eine rezente äolische Umlagerung der feinern Terrassensande ist aber offensichtlich. Der meist spärlich oder gar nicht bewachsene poröse Sand saugt in der Schmelzzeit viel Wasser auf. Beim Trocknen reisst er polygonal ziemlich tief auf. Es bilden sich charakteristische Hügel und ausgeblasene Nord—Süd-Rinnen.

Bei Bjørnbos Corner steht ein etwa 10 m hoher Pseudovulkan aus Sand und Schotter, der in jüngster Zeit entstanden sein muss.

Fast alle Hänge und Bodenflächen sind von abkriechenden oder polygonalen Strukturböden bedeckt.

Der Bjørnbos Gletscher befindet sich zur Zeit im Rückzug. An der Gletscherzunge fehlt eine richtige Endmoräne. Dagegen ist 4 km vom Zungenrand nach Osten eine sehr frische Endmoräne zu sehen, und der Zwischenraum ist von grobem, frischem Blockschutt erfüllt. Dieser unterscheidet sich deutlich von älteren, vegetationsbedeckten Moränenwällen, die an den Flanken des Bjørnbos Dal auf 500—600 m ü. M. hinaufreichen. Grosse erratische Blöcke auf dem Hochplateau des Karstryggen zeigen, dass während einer noch älteren Vereisungsphase selbst die höchsten Rücken des Sedimentgebietes von den Gletschern überfahren worden sind.

TEKTONIK

In Süd Scoresby Land lassen sich eine ganze Anzahl tektonischer Phasen unterscheiden.

Die komplexe kaledonische Orogentektonik des kristallinen Untergrundes äussert sich besonders instruktiv in der Nord—Süd streichenden intensiven Faltung einer Zone von Diopsidmarmor im Kristallinhorst östlich der Snekuppel. Die Untersuchung der kaledonischen Tektonik lag ausserhalb meines Arbeitsprogrammes; sie ist von andern Forschern untersucht worden.

Als Ursache der grobklastischen Ablagerungen im Jungpaläozoikum von Ostgrönland habe ich prä- und synsedimentäre Schollenbewegungen entlang von Verwerfungen vermutet (S. 55). Solche Störungen sind aber im untersuchten Gebiet selbst nicht nachweisbar. Alle, in der tektonischen Skizze (Figur 21) dargestellten und im folgenden einzeln besprochenen Verwerfungen sind nach dem Unterperm entstanden oder reaktiviert worden.

Den Ausdruck »Hauptverwerfung« verwende ich für jene, auch morphologisch meist deutlich zum Ausdruck kommenden Störungen, die das Sedimentgebiet vom Kristallingebiet der Staunings Alper trennen.

Die Bjørnbos-Corner-Verwerfung.

Dem Fuss der steilen Kristallinflanke östlich der Snekuppel entlang, läuft auf etwa 200 m Höhe in Nord—Süd-Richtung eine deutliche morphologische Grenze. Östlich jener Linie stehen Sedimentgesteine, westlich aber Kristallin an. Offensichtlich sind die beiden Gesteine durch eine bedeutende Verwerfung getrennt, die aber nirgends durch die Erosion so freigelegt worden ist, dass man die Bruchfläche direkt messen könnte. Durch graphische Konstruktion ergibt sich eine Richtung der Verwerfung von 354 Grad, praktisch somit ein Nord—Süd-Streichen. Der Fallwinkel ist sehr unsicher zu bestimmen, da für seine Ermittlung nach der Dreipunktemethode der Ost—West-Abstand der Messpunkte zu gering ist. Wahrscheinlich fällt die Bruchfläche mehr oder weniger steil nach Osten ein.

Die nördliche Fortsetzung der Verwerfung, in Richtung Ivar-Baardsöns Gletscher, verläuft unter Moränenschutt. Im Süden verschwindet die Störung unter den Terrassensanden und den Schottern des Bjørnbos Deltas. In der südlichen Verlängerung der Verwerfung liegt der rezente Pseudovulkan von Bjørnbos Corner (siehe Figur 20). Der kleine, dreieckige Schotterhügel am Südende des Bjørnbos Deltas besitzt einen schmalen Aufschluss von steilstehenden, feinsandigen, bunten Gesteinen, die ähnlich streichen wie die Bjørnbos-Corner-Formation. Ich vermute deshalb, dass die Störung westlich jenes Schotterhügels durchzieht. Die weitere südliche Fortsetzung der Bjørnbos-Corner-Verwerfung ist unsicher, da keine entsprechende Verstellung in den mesozoischen Gesteinen auf der Ostseite des Schucherts Flod zu sehen ist. Das bedeutet, dass die Bjørnbos-Corner-Verwerfung entweder nach Süden zu ausläuft, vielleicht infolge Ablösung ihrer Funktion durch eine andere Störung, oder dass sie durch eine Querverwerfung in der Talsohle des Schucherts Flod abgeschnitten wird. Als weitere Möglichkeit kommt ein prämesozoisches Alter der Bjørnbos-Corner-Verwerfung in Frage, da sie in den mesozoischen Gesteinen östlich des Schucherts Flod nicht in Erscheinung tritt.

Die steile Flanke im Kristallin östlich der Snekuppel dürfte der ehemaligen Verwerfungsebene entsprechen. Zu diesem Gedanken bin ich gekommen, weil ich an jener Flanke auf 560 m Höhe braune Platten von stark verhärteter Arkose gefunden habe. Dieser Fund im Kristallingebiet, 360 m über dem obersten Sedimentniveau, zeigt, dass wir mit einer Verwerfung von beträchtlicher Sprunghöhe zu rechnen haben. Der Niveauunterschied zwischen der Basis des Snekuppel-Schichtgliedes im Westen und der Oberfläche der Bjørnbos-Corner-Formation im Osten, reicht bis zu 1000 m! Es ist denkbar, dass die Anlage des Schuchert Dal durch diese und andere grosse Verwerfungen verursacht worden ist.

Harnische habe ich in der Nähe der Verwerfung nur im Schutt, nie anstehend gefunden. Die vielen Gletscherschliffe und die Verwitterung haben die Bewegungsspuren an der Oberfläche zerstört. Im Feld und auf Luftphotos ist mir das sichelförmige Umbiegen der Schichtköpfe in der Nähe der Verwerfung aufgefallen. Zahlreiche Messungen im Gelände zeigten, dass das Schichtstreichen tatsächlich umbiegt. Wir müssen annehmen, dass an der Bjørnbos-Corner-Verwerfung Bewegungen mit einer horizontalen Komponente stattgefunden haben. Der westliche Block mit dem Kristallin wäre demnach gegenüber dem östlichen Sedi-

Fig. 21. Die Verwerfungssysteme. Die Zähne weisen nach dem relativ abgesenkten Flügel. Ausgezogen: beobachtete Verwerfungen. Unterbrochen: vermutete Verwerfungen. Zerrungszonen mit doppelten, unterbrochenen Linien. Die Tektonik der Holger Danskes Briller-Verwerfungszone ist sicher komplizierter, als auf der Karte dargestellt worden ist, aber mangels genügender Beobachtungsmöglichkeiten zu wenig bekannt.

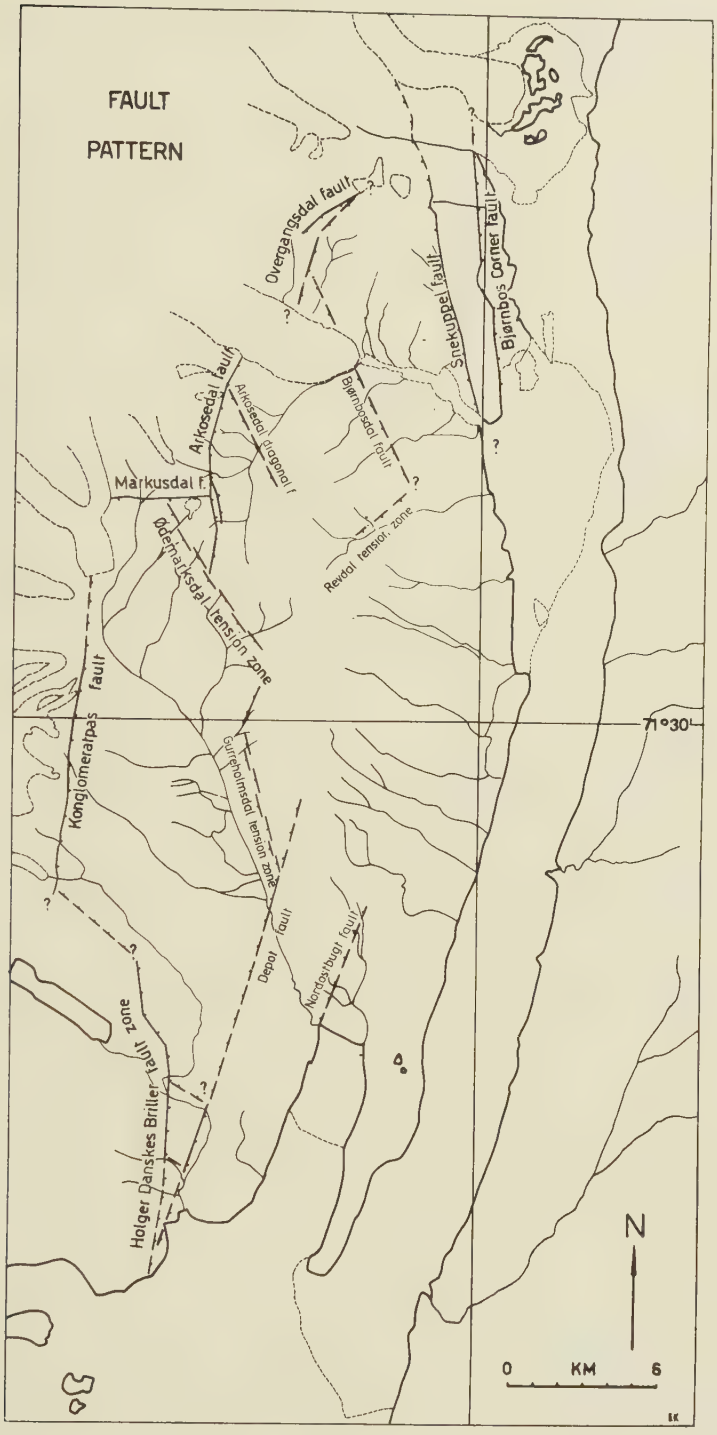

FAULT
PATTERN
Overgangsdal fault
Snekuppel fault
Bjørnbos Corner fault
Arkosedal fault
Arkosedal diagonal f.
Bjørnbosdal fault
Revdal tension zone
Markusdal f.
Ødemarksdal tension zone
Konglomeratpas fault
71°30'
Gurreholmsdal tension zone
Depot fault
Nordstrupgt fault
Holger Danskes Brille fault zone
N
0 KM 6

Fig. 21.

mentblock nach Süden verschoben worden. Das Ausmass der Horizontalverschiebung ist nicht bekannt.

Die Snekuppel-Verwerfung.

Eine zweite Verwerfung läuft östlich der Snekuppel in angenähert Nord—Süd-Richtung durch, nämlich die Snekuppel-Verwerfung. Sie Streicht in Richtung 344 Grad, somit spitzwinklig zur Bjørnbos-Corner-Verwerfung. Die südlichen Verlängerungen der beiden Verwerfungen schneiden sich unter einem Winkel von 10 Grad am Südende des Bjørnbos Deltas.

Die Bewegungsfläche der Snekuppel-Verwerfung fällt nach Westen jene der Bjørnbos-Corner-Verwerfung aber nach Osten. Der Kristallinrücken zwischen den beiden Störungen ist deshalb tektonisch ein Horst, das Sedimentgebiet der Snekuppel dagegen ein Graben, der im Westen durch die ostfallende Abschiebung der Overgangsdal-Verwerfung begrenzt ist.

Die Streichrichtung der Snekuppel-Verwerfung konnte sowohl durch Visieren über einige Kilometer im Streichen, wie mit dem Kompass direkt an der Verwerfungsebene gemessen werden. Die beiden Messungen differieren bloss um 1 Grad. Der Fallwinkel betrug an der Verwerfungsebene gemessen 70 Grad.

Nach Norden zu streicht die Snekuppel-Verwerfung ins Kristallin, wo ihre Verfolgung schwierig wird. Im Süden kann sie bis ans Ufer des Bjørnbos Elv beobachtet werden.

Die Verwerfungsebene ist in der Snekuppelkløft einige Dutzend Meter weit aufgeschlossen. Die Sedimente sind an der Verwerfung geschleppt, verhärtet und von Rutschharnischen durchzogen. Die letzten Bewegungen an dieser Verwerfung müssen somit nach der Ablagerung des Snekuppel-Schichtgliedes stattgefunden haben.

Die Overgangsdal-Verwerfung.

Die Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten verläuft auf der westlichen Talseite des Overgangsdal unter dem Gehängeschutt. Das Vorkommen von Sedimenten auf einer erhöhten und ins Kristallin vorspringenden Scholle zeigt, dass wir Komplikationen zu erwarten haben. Ich vermute zwei Verwerfungen, die sich unter einem spitzen Winkel schneiden.

Die Bjørnbosdal-Verwerfung.

An der Mündung des Overgangsdal wäre nach Profil- und Intersektionskonstruktionen Kristallin zu erwarten. Ich habe aber dort Arkosen angetroffen. Diese Tatsache kann auf zweierlei Art gedeutet werden:

1. Die Kristallinoberfläche besitzt ein gewisses Relief beim Overgangsdal, vielleicht eine, mit Arkose aufgefüllte Vertiefung.
2. Eine Querstörung hat in jener Gegend ein Sedimentpaket grabenartig in die Tiefe versetzt.

Ich habe die zweite Erklärung bevorzugt, weil durch die Annahme einer Querstörung auch Divergenzen im Schichtfallen an der Südflanke des Bjørnbos Dal verständlich werden.

Die Arkosedal-Hauptverwerfung.

An der westlichen Flanke des Nedre Arkosedal ist die Grenze zwischen Sedimenten und Kristallin deutlich zu sehen. Sie wird streckenweise durch einen hellen oder rostbraunen Schuttstreifen markiert, der auf etwa 1100 m Höhe durchzieht. Die Verwerfung schneidet das Tal oberhalb der Gabelung auf 660 m Höhe. Über einer verlehmten Zone stehen dort Gesteine des Arkosedal-Schichtgliedes im Kontakt mit glimmerreichem, feinem Gneiss. Die Hauptverwerfung ist eine steile, ostfallende Abschiebung. Streckenweise wird sie durch eine parallele Verwerfung innerhalb der Sedimente begleitet.

Der Zusammenhang zwischen der Arkosedal-Hauptverwerfung und der Overgangsdal-Verwerfung ist nicht klar, da ihre Richtungen divergieren. Nach Süden zu werden die Verhältnisse im Gebiete der Markusdal-Querstörung verwickelter. Kleine Verwerfungen ziehen etwa in der südlichen Fortsetzung der Arkosedal-Hauptverwerfung durch die Sedimente. Vermutlich nimmt die Bedeutung der Arkosedal-Hauptverwerfung in gleichem Mass ab, wie andere Störungen ihre Funktion übernehmen.

Die Sedimente sind an der Arkosedal-Hauptverwerfung geschleppt, von Harnischen durchzogen und stellenweise vererzt. Bedeutende postsedimentäre Bewegungen sind deshalb sicher. In der Verwerfungszone, auf 1000 bis 1150 m Höhe, habe ich folgende, meist gut auskristallisierte Mineralien gefunden: Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende, Baryt, Fluorit und Karbonat. Eine posttektonische hydrothermale Mineralisierung der Hauptverwerfungszone ist am wahrscheinlichsten.

Die Arkosedal-Diagonalverwerfung.

Von dieser vermuteten Störung habe ich bloss einige gestörte Zonen mit Harnischen in der Arkose festgestellt. Die Annahme einer Verwerfung drängt sich auf, weil im mittleren Teil des Nedre Arkosedal starke Divergenzen im Schichtfallen auftreten. Vermutlich handelt es sich um eine kleinere Verwerfung von einigen Dutzend Metern Sprung-

höhe, die eine synklinalartige Verbiegung der Sedimente entlang der Hauptverwerfung verstärkt und bei der Talgabelung einen tektonischen Graben erzeugt. Da sie in den Oberpermschichten nicht zum Ausdruck kommt, müsste sie intrapermisch entstanden sein.

Die Markusdal-Querverwerfung.

Die Richtung dieser Verwerfung fällt aus dem Rahmen der übrigen Verwerfungsrichtungen heraus. Blickt man vom Nedre Arkosedal nach Süden, ist man zunächst erstaunt, in der Fortsetzung des Sedimentgebietes den Talhintergrund durch einen etwa 500 m hohen Riegel aus Kristallin versperrt zu sehen. Die Oberseite des Riegels ist mit einer dünnen Kappe gelber Arkosen und von Lokalgletschern bedeckt. Der Anblick erinnert an jenen der Snekuppel von Norden, wo ebenfalls die Auflagerung einer Sedimentkappe auf Kristallin zu beobachten ist. Die Auflagerung südlich des Nedre Arkosedal ist aber jünger als jene, da hier das Ødemarksdal-Schichtglied direkt auf dem Granit liegt.

Die Funktion der Arkosedal-Hauptverwerfung wird durch eine 5 km weiter westlich liegende, parallele Abschiebung, die Konglomeratpas-Verwerfung, übernommen. Die Markusdal-Querverwerfung verbindet diese beiden Verwerfungen. In ihrer Nachbarschaft im obern Markusdal habe ich wiederum Erzanzeichen gefunden, nämlich Bleiglanz, Pyrit und Baryt.

Da Gesteine des Ødemarksdal-Schichtgliedes direkt auf dem Kristallin liegen, muss schon im Unterperm ein Querriegel dagewesen oder entstanden sein.

Die Ødemarksdal-Zerrungszone.

Zwischen Ødemarksdal und Konglomeratpas ist eine mehrere Kilometer breite Scholle nach Südwesten geneigt. Als Scharnier an der nördlichen Schollenkante läuft eine Störungszone dem Ødemarksdal parallel. Die Zerrung am Scharnier erzeugte eine Menge kleiner Abschiebungen und Sackungen, die am nördlichen Hang des Ødemarksdal treppenartig angeordnet sind. Die Zerrungszone ist stellenweise vererzt. In den teilweise ausgebleichten, teilweise auffällig rostig anwitternden Störungszonen habe ich folgende Erzanzeichen gefunden: Malachit, Azurit, Pyrit, Bleiglanz, Baryt, Fluorit und Karbonat.

Das Schollenscharnier läuft gerade an der Südgrenze der Oberpermsedimente durch, so dass dort nicht sicher zu beurteilen ist, ob das Oberperm von der Schrägstellung ebenfalls betroffen worden ist. Wäre dies jedoch der Fall, dann müsste Oberperm auch an der südlichen Flanke des Gurreholms Dal vorkommen, was nicht zutrifft. Wir dürfen deshalb annehmen, dass die Schrägstellung der Scholle im oberen Gurreholmsdal vor der Oberpermtransgression stattgefunden hat.

Die Gurreholmsdal-Zerrungszone ist eine hypothetische Störung, die ich auf Grund der tektonischen Situation als Fortsetzung der Ødemarksdal-Zerrungszone angenommen habe.

Die Revdal-Zerrungszone.

Auf der westlichen Flanke des Revdal sind grosse Partien der Riffkarbonate versackt. Da auch das Basiskonglomerat und selbst Gesteine des Arkosedal-Schichtgliedes mit versackt sind, kann diese Erscheinung nicht nur auf oberflächlichen Ursachen beruhen. Bei der Mündung des Huledal divergieren die Fallrichtungen des Arkosedal-Schichtgliedes derart, und ohne sichtbaren Einfluss auf das Oberperm, dass eine Störung intrapermischen Alters angenommen werden muss. Vielleicht wurde diese Störung postpermisch schwach reaktiviert. Sie erzeugte eine deutliche morphologische Linie in Form einer leichten Senke, die vom Huledal ins Kuldedal hinüberzieht. Die Anlage der beiden Täler dürfte mit der Störungszone zusammenhängen. Der vermuteten Störungszone parallel ist im Huledal eine vererzte Zone zu beobachten, in der vor allem Baryt häufig ist.

Die Konglomeratpas-Verwerfung.

Diese fast Nord—Süd streichende Störung übernimmt auf etwa 15 km die Funktion einer Hauptverwerfung. Sie trennt das landschaftlich markante Kristallingebiet der Staunings Alper vom sanfter modellierten Sedimentgebiet. Die Verwerfungsebene ist im obersten Teil des Konglomeratelv, nahe dem Gletscher, auf etwa 600 m Höhe aufgeschlossen. Sie fällt dort mit 42 Grad von Norden 96° nach Osten ein. Die südliche Fortsetzung der Konglomeratpas-Verwerfung verläuft wahrscheinlich im Kristallin, doch konnte ich sie nicht weiter verfolgen. Auf der südlichen Flanke im Tal des Konglomeratelv stossen wir plötzlich auf Kristallin, das auch in der nähern Umgebung von Holger Danskes Briller ansteht. Offensichtlich wird die Westgrenze des Sedimentgebietes beim Konglomeratelv unvermittelt um etwa 5 km nach Osten versetzt. Als Ursache habe ich eine Querverwerfung angenommen, die aber nicht aufgeschlossen ist.

Zwischen Holger Danskes Briller und der Nordostbugt sind eine ganze Reihe von Störungen festzustellen. Leider sind sie des geringen Reliefs jener Gegend, der starken Quartärbedeckung und Überwachsung wegen schlecht aufgeschlossen, so dass die recht komplizierten Verhältnisse schwierig zu verstehen sind. Bei der Mündung des Konglomeratelv in den Hall Bredning, in kleinen Seitengräben, finden wir Arkosen und Konglomerate neben Kristallin versetzt. Morphologisch treten solche

Störungen dort gar nicht hervor, da die mangelnde Reliefenergie keine selektive Erosion erlaubte. Erstaunlich ist, dass westlich des Sediment-Kristallinkontaktes, beim Konglomeratelv, kleine Aufschlüsse mit stark gestörten Arkosen, ja sogar mit permischen Riffbildungen vorkommen. Es handelt sich offenbar um tektonisch verschleppte Pakete. Die Hauptverwerfung muss in jener Gegend postpermisch aktiv gewesen sein.

Alter und Bedeutung der tektonischen Strukturen.

Ein Blick auf die Figur 4 zeigt, dass tektonische Strukturen und stratigraphisch verschieden hoch liegende kontinentale Sedimente vom Basiskonglomerat des marinen Oberperms abgeschnitten werden. Dies bedeutet, dass präoberpermische Bewegungen und Erosion stattgefunden haben. Da auch die unterpermische Gurreholmsdal-Formation präoberpermisch gekippt worden ist, können wir eine Anzahl der Schollenbewegungen als sicher intrapermisch datieren.

Die marinen Oberpermsedimente sind nach Südosten gekippt. Das Alter der postpermischen Kippung lässt sich mangels höherer stratigraphischer Horizonte im Karstryggengebiet nicht festlegen. Verbindet man die Oberpermschichten vom Karstryggen quer über den Schucherts Flod mit dem Oberperm im Jameson Land, so stimmt die Lage der beiden Vorkommen so schlecht zusammen, dass man auf den Gedanken einer postpermischen Verwerfung im Gebiet des Schucherts Flod kommt. Das Oberperm vom Jameson Land liegt im Streichen nämlich mehrere hundert Meter höher als jenes vom Karstryggen.

Im Gebiete der Staunings Alper, westlich der Hauptverwerfung, steigt eine reife, sanftmodellierte Landoberfläche von Meereshöhe bis auf über 2000 m hinauf. Eine jüngere Erosionsphase hat aus der Hochfläche nach Norden zu immer mehr scharf profilierte Täler und Gräte herausgemeisselt. Eine gut erhaltene Peneplain in solcher Höhe bei noch wenig fortgeschrittener Erosion muss erst in relativ junger Zeit, vielleicht noch im Quartär, gehoben worden sein.

Sandterrassen mit subrezenten marinen Muscheln greifen dem Schucherts Flod entlang mehr als 40 km ins Landesinnere (siehe Figur 20) Sie reichen mindestens bis in 60 m Höhe, vielleicht noch höher hinauf. Da Moränenschutt auf den Terrassen vorkommt, muss das Meeresniveau im Schuchert Dal vor der letzten grösseren Vereisung mindestens 60 m höher gewesen sein als heute. Marine Terrassen sind im Küstengebiet von Ostgrönland keine Seltenheit. Wahrscheinlich ist das ganze Gebiet im Quartär gehoben worden. Vielleicht reichte auch das Meer in einem interglazialen Abschmelzstadium infolge der grösseren Wassermenge höher hinauf.

In Süd Scoresby Land sind vor allem die intrapermischen und postpermischen Schollenbewegungen dokumentiert. Das Sedimentgebiet ist in zahlreiche Bruchschollen zerbrochen. Soweit die Verwerfungen direkt zu beobachten waren, konnten immer nur steile Abschiebungen, bei der Bjørnbos-Corner-Verwerfung auch mit einer horizontalen Komponente, festgestellt werden. Faltung, als Folge seitlichen Zusammenschubes, scheint dem untersuchten Sedimentgebiet völlig fremd zu sein. Wo Verbiegungen vorkommen, wie im Nedre Arkosedal, lassen sie sich mit den Verwerfungen in Zusammenhang bringen, z. B. als Schleppungen.

Die Abschiebungen, die Horst- und Grabenstrukturen, und das Fehlen echter Faltung führten mich zu der Auffassung, dass das Sedimentgebiet von Süd Scoresby Land in Ost-Westrichtung gedehnt worden ist.

Da Verwerfungen in dem mächtigen und oft gleichartigen Gestein des kontinentalen Jungpaläozoikums manchmal schwierig zu verfolgen und noch schwieriger zu interpretieren sind, müssen die eingezeichneten Verwerfungen als Minimum der tatsächlich vorhandenen Zahl an Störungen betrachtet werden. Der Verlauf und Bewegungssinn der Verwerfungen ist besonders im überwachsenen und verschutteten Gebiet zwischen Holger Danskes Briller und Nordostbugt schwierig festzustellen. Des geringen Reliefs wegen treten selbst Verwerfungen morphologisch nicht hervor, die Sedimente direkt neben Kristallin versetzen. In höher gelegenen Gebieten pflegen solche Verwerfungen als markante Niveau- und Geländeunterschiede aufzufallen.

Der tektonische Baustil von Süd Scoresby Land ist im Detail nicht leicht zu interpretieren, weil die Vorgänge mehrphasig gewesen sind und die einzelnen Phasen verschiedene Funktionen ausgeübt zu haben scheinen. Wir können vielleicht eine allgemeine Hebungstendenz des Kristallins der Staunings Alper vermuten, die schon sehr früh, noch im Zusammenhang mit der kaledonischen Gebirgsbildung eingesetzt haben mag. Die nachorogenen Hebungen hielten im Karbon und Unterperm an. Offensichtlich trat im Oberperm eine Pause ein. Die Vorgänge im Mesozoikum und Tertiär sind von Süd Scoresby Land aus nicht rekonstruierbar. Das Relief der heutigen Staunings Alper weist auf eine junge, präglaziale Erneuerung der alten Hebungstendenz hin, die vielleicht heute noch wirksam ist. Die Nord—Süd-Verwerfungen könnten mit der Hebung des Kristallins zusammenhängen.

Die Kippung des Zechsteins und die in südostwärts geneigte Schollen zerbrochene, gehobene Peneplain der südlichen Staunings Alper deuten auf einen synthetischen Bau, d. h. die abgesenkten Blöcke und die Abschiebungsflächen sind in der gleichen Richtung geneigt. Die

Wirkung entspricht jener einer Flexur, mit dem Unterschied, dass an Stelle einer plastischen Deformation starre Teile an Fugen bewegt worden sind. Das Sedimentgebiet von Süd Scoresby Land liegt im Gebiete eines tektonischen Scharniers an der Westgrenze des grossen Schollensystems des Jameson Landes, das eine grosse, mit mächtigen Sedimenten paläozoischen und mesozoischen Alters ausgefüllte Senke bildet.

TABELLEN

Tabelle 4: Kaledonisches Kristallin. Roter, aplitischer, kalifeldspatreicher Gneiss, westlich Overgangsdal.

Lokalität: Grat westlich Overgangsdal auf ca. 1025 m ü. M. Handstück und Schliff Nr. 57.

Gestein: Dunkelroter, gebänderter Gneiss mit hellroten aplitischen Lagen. Bildet die Unterlage der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente auf der kleinen Scholle westlich Overgangsdal.

Mineralbestand	Vol.%	Ausbildung:
Quarz	40—50	Grobe, klare Körner mit Reihen von flüssigkeits- und gasgefüllten Bläschen. Einschlüsse von idiomorphem Zirkon und Biotit. Sehr stark verzahnte Körner, oft mit Mörtelkränzen. Mässige undulöse Auslöschung.
Na-Kalifeldspäte	40—50	Mittelgrosse Perthite und Mikrokline mit starker rotbrauner Pigmentierung. Oft schriftgranitisch verwachsen mit Quarz.
Plagioklas	10—15	Mittelgross. Fein polysynthetisch verzwillingter Albit bis Oligoklas (ca. 10 % An-Gehalt).
(Biotit)		Stark vererzt. Fetzige Umrisse.
(Muskowit)		
(Erz)		
(Zirkon)		

Gefüge: Xenomorph-granular; mittel- bis grobkörnig.

Tabelle 5: Stratigraphische Einteilung der jungpaläozoischen Sedimente westlich des Schucherts Flod.

Lithostratigraphische Einteilung				Mächtigk. in Metern		Chronostratigraphische Einteilung
Schichtgruppen	Formationen	Schichtglieder	Lithologische Zonen			
Karstryggen-Schichtgruppen (= Jungpaläozoische marine Ablagerungen)			Marine Karbonate Authigene Kalkbrekzien Polygene, kalkige Brekzien Gips Plattige Spatkalke Sandsteine	bis 50	Total ca. 280	Zechstein (oberstes Oberperm)
			Rotes Basiskonglomerat	30		
		Winkeldiskordanz				
Jungpaläozoische kontinentale Ablagerungen	Gurreholmsdal-Formation	Konglomeratpas-Schichtglied	Konglomerat mit Gneiss- u. Granitgeröllen. Fahle Arkosen und Sandsteine	über 1000		
		Ødemarksdal-Schichtglied	Gelbe Spatsande Bunte Sandsteine mit pelitischen Einschaltungen	250		
		Arkosedal-Schichtglied	Rote massige, Granitgerölle führende Arkosen m. Kalzitzement	ca. 600		Unterperm
		Snekuppel-Schichtglied	Braune und graue, dünnplattige Arkosen, Sandsteine und Schiefer Grobe, Granitgerölle führende Arkosen. Basisbrekzie	ca. 400		
		Diskordanz (Nonconformity, Dunbar 1957, Fig. 57)				
		Kristallin	Rote und graue Gneisse			
		Getrennt durch Verwerfungen				
Jungpaläozoische kontinentale Ablagerungen	Bjørnbos-Corner-Formation		Schlechtgerundete graue und gelbe Konglomerate, grobe Arkosen mit Quarzit- u. Granitgeröllen.	? über 1000		? Karbon
			? ? ? Basis unbekannt			

Tabelle 6. Bjørnbos-Corner-Formation. Konglomeratische Arkose.

Lokalität: Westliche Talflanke des Schucherts Flod, 5 km südlich der Einmündung des Kortedal. Handstück und Schliff Nr. 304.

Gestein: Graue, im Bruch bräunliche, konglomeratische Arkose mit plattiger bis bankiger Schrägschichtung.

Gerölle: Ca. 20 % des Gesteinsvolumens. Vorwiegend sehr schlecht bis schlecht gerundete kleine Brocken bis kleine Blöcke. Etwa 80 % der Gerölle bestehen aus weissen und farbig getönten sedimentären Quarziten und Quarzitgneissen. Rest helle, rötliche Gneisse und Granite.

Sandfraktion:

Mineralbestand:	Vol.%	Ausbildung:
Quarz	45—50	Sehr grob; oft lappig umgrenzt und verzahnt. Mit Feldspat schriftgranitisch verwachsen. Undulös auslöschend. Z.T. Trümmerquarz.
Na-Kalifeldspäte	40—45	Stark rot pigmentierter Perthit und Mikroklin bis zu feiner »Kiesgrösse«. Frisch.
Plagioklas	5	Albit bis Oligoklas. Neben frischen auch stark zersetzte Individuen in grober bis sehr grober Sandgrösse.
(Kalzit)	..	Als Bindemittel in geringer Menge.
(Limonit)	..	Auf Korngrenzen und Rissen.

Sortierung: Schlecht.

Rundung: Sandkörner nicht bis sehr schlecht gerundet.

Packung: Sehr dicht. Verbogene Plagioklaslamellen und zerdrückte Glimmerblättchen deuten auf mechanische postsedimentäre Beanspruchung.

Tabelle 7: Bjørnbos-Corner-Formation. Graue und grüne, geröllführende Arkose mit Tonfetzen.

Lokalität: Mündung des Kortedal bei der Moräne des Ivar Baardsöns Gletschers, 160 m u. M. Handstück und Schliff Nr. 311.

Gestein: Hellgraue, z.T. intensiv grüne, unregelmässig dickplattig geschichtete Arkose mit pflanzenführenden tonigen Lagen, Tongallen und schwacher Diagonalschichtung.

Gerölle: Ca. 5 Vol.% des Gesteins, lagig angeordnet. Davon 50 % bunte Quarzite. Rest Gneisse, Granite etc. Wenig bis mässig gerundet.

Sandfraktion:

Mineralbestand:	Vol.%	Ausbildung:
Quarz	30	Mittlere bis grobe Sandgrössenklasse. Verzahnt mit Feldspat; oft Mosaikquarz. Undulöse Auslöschung.
Na-Kalifeldspat	50—55	Sehr grober, frischer Perthit und Mikroklin. Gelegentlich beginnende Serizitisierung.
Plagioklas	5	Oligoklas.
(Muskowit)	..	
(Karbonat)	..	Als Bindemittel.
(Limonit)	..	Auf Korngrenzen und in Zwickeln.

Sortierung: Schlecht.

Tabelle 8: Gurreholmsdal-Formation. Basisbrekzie des Snekuppel-Schichtgliedes.

Lokalität: Vandhulkløft zwischen 400 bis 540 m ü. M. Handstücke und Schliffe Nr. 79, 80, 312b).

Gestein: Hellgraue und bunte, harte und kompakte Brekzie aus Kristallinschutt. Unregelmässig plattig geschichtet. Vergleiche Photo Fig. 6.

Mächtigkeit: Grössenordnung 20 m.

Komponenten: Bis zu 80 % des Gesteinsvolumens schlecht sortierte, nicht gerundete kleine Brocken bis mittlere Blöcke aus hellgrauen gebänderten Gneissen, Apliten und roten Graniten.

Sandfraktion:

Mineralbestand:	Vol.%	Ausbildung:
Quarz	50	Sehr unregelmässige, lappigbuchtig verzahnte Körner. Grössenklasse: mittlerer Sand bis grober Sand. Mosaikquarz und Trümmerquarz. Oft stark undulöse Individuen.
Na-Kalifeldspäte	40	Milchweisser bis schwach rötlicher Perthit und Mikroklin. Grössenklasse: sehr feiner Kies.
Plagioklas	10	Oligoklas mit beginnender Serizitisierung.
(Erz)		

Sekundär: (Leukoxen), braunrotes Pigment auf Rissen und Korngrenzen.

Sortierung: Sehr schlecht.

Bindung: Meist direkte Kornbindung. Raum zwischen grösseren Individuen durch kleinere ausgefüllt. Deshalb geringes Porenvolumen und grosse Zähigkeit des Gesteins.

Tabelle 9: Gurreholmsdal-Formation. Dünnplattige Arkosen und Sandsteine des Snekuppel-Schichtgliedes.

Lokalität: *Handstück und Schliff Nr. 89:* 2 km südöstlich Snekuppel auf 1160 m ü. M.
Nr. 320: Mündung des Baches aus dem Revdal in den Schucherts Flod auf ca. 50 m ü. M.

Gestein: *Nr. 89:* Braunrote, plattige Arkose ohne Gerölle. Mit Kreuzschichtung.
Nr. 320: Graue, dünnplattige Arkose mit viel Kalkzement (crystal sandstone), Kreuzschichtung, Rippelmarks und tonigen Knollen.

Gerölle: Abgesehen von Tongallen bis zu 3 cm Durchmesser in Nr. 320, keine Gerölle.

Sandfraktion:

Mineralbestand:	Vol.%	Ausbildung:
Quarz	50—70	Feiner bis mittlerer, gut sortierter, nicht gerundeter Sand. Undulöse Auslöschung bei ca. $^1/_2$ der Körner.
Feldspäte	5—25	Sehr unterschiedlicher Erhaltungszustand von Mikroklin, Perthit und Oligoklas.
Kalzit	5 bis über 30%;	Poikiloblastische grosse Kristalle, in denen oft die Sandkörner »schwimmen«. Auf frischen Bruchflächen seidiger Schimmer des Bindemittels zu erkennen; bei geringerem Gehalt als Zwickelfüllung.
Erz		Bei Nr. 89 auf Korngrenzen und Rissen angereichertes braunes Pigment.
(Biotit, Muskowit) ± (Granat, Titanit, Chlorit, Epidot, Zirkon).		

Sortierung: Gut.

Tabelle 10: Gurreholmsdal-Formation. Rote, Granitgerölle führende Arkose des Arkosedal Schichtgliedes.

Lokalität: *Handstück und Schliff Nr. 31:* Revdal, südlich Punkt 965 auf ca. 670 m ü. M.

Nr. 54: Nedre Arkosedal, Eckberg am linken Talausgang auf 1050 m ü. M.

Nr. 92: Nedre Arkosedal westlich der Talgabelung auf 660 m ü. M.

Gestein: Rote, bankige bis massige, ziemlich harte Arkose mit kalkigem Zement und sehr grobem Korn. Intensive Kreuzschichtung. In dünnen, feineren Einschaltungen Rippelmarks, Trockenrisse und Gleitwülste.

Mächtigkeit: Im Nedre Arkosedal ca. 600 m.

Gerölle: Meist lagig angeordnet, in wechselnden Anteilen von 5—10 Vol.% und gelegentlichen Einschaltungen von Konglomeraten mit über 50 % Geröllen. Fast ausschliesslich rote, saure Granite, meist als gerundete, kleine Brocken bis kleine Blöcke. Die kleineren Gerölle sind schlechter gerundet.

Sandfraktion:

Mineralbestand:	Vol. %	Ausbildung:
Quarz	30—40	Grobe, xenomorphe Körner und Aggregate. Schlecht gerundet. Oft mit Anwachsrändern von ca. 0,02 mm Breite und sägeblattartiger Umgrenzung.
Na-Kalifeldspat	40—50	Frischer roter Mikroklin und Perthit. Korngrösse: Sehr grober Sand bis feiner Kies!
Plagioklas	5	Oligoklas.
Kalzit	10—20	Als Zement. Oft grössere Individuen, die poikiloblastisch die klastischen Körner umwachsen haben und auf frischen Gesteinsflächen ein seidiges Blinken erzeugen.
(Muskowit)		
(Biotit)		

Sortierung: Schlecht.

Tabelle 11: Gurreholmsdal-Formation. Gelbe, lockere, geröllführende Arkose des Ødemarksdal-Schichtgliedes.

Lokalitäten: *Handstück und Schliff Nr. 95:* Øvre Arkosedal, linke Seite östlich P. 1180, auf 1030 m ü. M.

Nr. 134: Øvre Arkosedal, rechte Seite, 930 m ü. M.

Nr. 321: Ødemarksdal, Typlokalität, 780 m ü. M.

Gestein: Hellgelbe, sehr grobe, schlecht verfestigte Arkose mit unfrischen Granitgeröllen und intensiver, selektiv herauswitternder Kreuzschichtung. Zerfällt leicht zu Grus. Kein Kalzitbindemittel. Unterschiedliche Verfestigung und tonige Einschaltungen verursachen schwache Terrassierung. Auffallend vegetationslos. Stark an Wüstenlandschaften erinnernde kahle, gelbe Hügel.

Mächtigkeit: Im Ødemarksdal ca. 250 m. Nach Süden und nach oben in Gesteine des Konglomeratpas-Schichtgliedes übergehend.

Gerölle: Ca. 5—10 Vol.%. Deutlich unfrisch. Ca. 80—90 % der Gerölle sind rote Granite. Keine Gerölle von sicher sedimentärer oder metamorpher Herkunft festgestellt. Konkretionäre Verkittung von Quarz-Feldspat-Aggregaten; vielleicht aufgearbeitete Arkose? Häufig kleine Brocken, gelegentlich kleine Blöcke; schlecht gerundet.

Sandfraktion:

Mineralbestand:	Vol.%	Ausbildung:
Quarz	30—50	Mittlerer bis grober, nicht gerundeter Sand. Oft lappig umgrenzte Körner, mit Zeilen von unregelmässigen Flüssigkeits- und Gasbläschen. Auch mosaikartige Aggregate. Auslöschung meist nur schwach undulös.
Na-Kalifeldspäte	30—50	Meist schöner und sehr frischer Mikroklin und Perthit, oft mit einfachen Zwillingen. Gelegentlich zonar. Anwachspyramiden. Feine braune Pigmentierung. Bis sehr feiner Kies.
Plagioklas	5	Meist stark rotbraun imprägnierter Oligoklas. Oft ganz frisch.
Akzessorisch		Olivbrauner, dunkelbraun pigmentierter Biotit, meist verbogen und zerfetzt, oft ausgebleicht. Zwischen den Körnern pelitische, eisenoxydische Substanz. Erz, Hornblende, Apatit, Zirkon, Muskowit.

Sortierung: Schlecht.

Rundung: Sandfraktion nicht gerundet.

Tabelle 12: Gurreholmsdal-Formation.

Fahle Sandsteine mit Einschaltungen von roten Arkosen des Konglomeratpas-Schichtgliedes.

Lokalität: *Handstück und Schliff Nr. 157:* Rechte Seite des mittleren Gurreholmsdal, NW des Basislagers. Grösserer Aufschluss in mehreren steilen Runsen.

Gesteine: Gesamthaft fahlgraue, im Einzelnen violettrote und hellgrünliche feine Sandsteine, in Wechsellagerung mit Schiefern und geröllführenden roten Arkosen. Korngrösse von Schicht zu Schicht wechselnd, aber deutlich feiner als in den liegenden Schichtgliedern. Terrassierte Geländeformen. Intensive und deutliche Diagonalschichtung; Rippelmarks, Trockenrisse, Tongallen, Tonfetzen, Fliesswülste. Gestein lässt sich leicht in ebene, glatte Platten spalten.

Mächtigkeit: Einige Dutzend Meter aufgeschlossen, aber viel mächtiger.

Gerölle: Nur in den Einschaltungen grober, roter Arkosen finden sich schlecht gerundete, rote Granit- und Gneissgerölle von »Kiesgrösse«, maximal bis zu kleinen Brocken.

Sandfraktion: (Schliff Nr. 157: Einschaltung von roten Arkosen, also gröbste Gesteinsart).

Mineralbestand:	Vol.%	Ausbildung:
Quarz	35	Mittlerer bis grober Sand, nicht gerundet, oft undulös auslöschende Körner, klare Einzelkörner oder Aggregate lappig verzahnter Individuen.
Na-Kalifeldspäte	25	Rotpigmentierter Perthit, oft recht frischer Mikroklin, ferner auch einschlussreiche Körner.
Akzessorien und Bindemittel	5	Braunrotes Pigment, wenig Kalzit, brauner Biotit, Muskowit.
Poren	35	Sehr poröses Gestein.

Sortierung: Sandfraktion an sich gut sortiert (wenn Gerölle unberücksichtigt).

Tabelle 13: Kristallin der nördlichen Staunings Alper.

a) Alkalifeldspat-Granit der älteren Intrusivgranite aus den nördlichen Staunings Alper, nach Haller (1958, S. 42).

Mineralbestand:	Vol.%	Ausbildung:
Quarz	15—30	Oft zwei Generationen: Optisch klare, frische Körner mit wenigen Porenstreifen korrodieren ältere, undulös auslöschende Quarzindividuen. Gelegentlich Mörtelkränze.
Na-Kalifeldspäte	40—57	Unregelmässig rissig-fleckiger Perthit, teilweise Mikroklin. Stets grösste Kornart.
Plagioklas	20—25	Basische bis saure Oligoklase mit 20—25 % Anorthit. Oft Zonarbau. Fast immer Zwillinge nach Albitgesetz. Meist von Serizit-Zoisit-Mikrolithen durchsetzt.
Biotit	2—7	Oft zerfetzt-fransig und z.T. zu Pennin umgewandelt oder ausgebleicht. Reich an Zirkoneinschlüssen. Kräftige pleochroitische Höfe.
Muskowit	0—6	Meist nur wenige kleine Blätter.
(Chlorit, Apatit, Zirkon, Erz) ± (Epidot-Zoisit, Granat, Turmalin, Rutil)		

Struktur: Hypidiomorph grobkörnig, oft flaserig bis schlierig.

b) Zusammensetzung der roten Alkaligranite (Haller 1958, S. 94).

Quarz	17—30 %	
Na-Kalifeldspäte	15—60	Mikroklin-Perthit, rot.
Plagioklas	0—30	Oligoklas (25—10 % An).
Albit	7—25	0—10 % An.
(Biotit)	1—8	Vorwiegend chloritisiert.
Muskowit	0—8	Serizit.
(Apatit, Rutil, Erz) ± (Zirkon, Epidot, Granat)		

Tabelle 14: Stratigraphische Einteilung der jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente (»Karbon«) in der Gegend von Mesters Vig (Nord Scoresby Land).

	BIERTHER (Manuskript)	WITZIG 1954	Neue Vorschläge[1]) KEMPTER	
	Perm	Marines Oberperm	Marines Oberperm Basiskonglomerat	
		Winkeldiskordanz		
Karbon	Obere graue Serie: max. 180 m	nicht beschrieben	Aggersborg-Schichtglied	Mesters-Vig-Formation (Karbon bis ? Unterperm)
	Rote Serie: 300 m	Domkirken-Serie: (??Saxonien), 200 m	Domkirken-Schichtglied	
	Rot-graue Serie: mindestens 400 m	Lebachia-Serie: (?Stephanien-Autunien) 1300 bis 1500 m	Profilbjærg-Schichtglied	
	Untere graue Serie: 1700 m	Blyklippen-Serie: (Westphalien) 800 bis 1000 m	Blyklippen-Schichtglied	
	Grüne Serie: mindestens 150 m	nicht beschrieben	Skeldal-Schichtglied	
		Basis unbekannt		

[1]) Die vorgeschlagenen Bezeichnungen für die Schichtglieder sind lithostratigraphischer Art und deshalb von der Zeiteinteilung unabhängig. Wenn entsprechende Einheiten in benachbarten Gebieten korreliert werden können, ist es möglich, dass lithostratigraphische Bezeichnungen fallen gelassen werden können. Bezeichnungen nach Farben, wie »Grüne Serie« und »Obere graue Serie« können zu Missverständnissen führen, weil ungleiche Schichten dieselbe Bezeichnung erhalten.

Die neuen Bezeichnungen beziehen sich auf Lokalitäten, die auf der offiziellen topographischen Karte 1:250.000 Blatt 72 Ö 2, Kong Oscars Fjord, vermerkt sind, ausgenommen »Domkirken«, das sich bei »Korsbjerg« befindet.

Die vorgeschlagenen Schichtglieder könnten unter der Bezeichnung »Mesters-Vig-Formation« (Karbon bis ?Unterperm) zusammengefasst werden, unter der alle jungpaläozoischen kontinentalen Sedimente unterhalb der Oberpermdiskordanz zu verstehen wären.

Tabelle 15: Leitfossilien des marinen Oberperms vom Karstryggen, Süd Scoresby Land, zusammengestellt nach Angaben von Dunbar 1955.

Brachiopoden	Vorkommen	
	Grönland	Europa
Cleiothyridina pectinifera D'Orbigny	Wollaston Forland Clavering Ø Hold with Hope[1])	Magnesian limestone, England Zechstein, Deutschland
Dielasma elongatum Schlotheim	Clavering Ø Hold w. Hope[1]) N. Scoresby Land Nathorsts Fjord	Magnesian limestone Zechstein
Pterospirifer alatus Schlotheim	Clavering Ø N. Scoresby Land Nathorsts Fjord	Magnesian limestone Zechstein
Punctospirifer cristata Schlotheim	Wollaston Forland Clavering Ø Hold w. Hope[1]) N. Scoresby Land	Zechstein Deutschland Spitzbergen
Spiriferina multiplicata King	Hold w. Hope[1]) N. Scoresby Land	Magnesian limestone England

[1]) Als »Weisse Blöcke« aufgearbeitetes Oberperm in der Eotrias von Kap Stosch.

Tabelle 16: Korrelation des ostgrönlandischen mit dem europäischen, russischen und nordamerikanischen Perm.

(Nach Newell 1955, S. 8).

	Russland	Deutschland England Ostgrönland	Texas U.S.A.	
Trias				
Oberperm	Tartarian Kazanian Kungurian	Zechstein	Capitanian Wordian	Ochoan Guadalupian
Unterperm	Artinskian Sakmarian			Leonardian Wolfcampian

Tabelle 17: Lithofaziestypen des ostgrönländischen marinen Oberperms (siehe Figur 15).

Basiskonglomerat.

Mächtigkeit:	Meist nicht über 30 Meter. Bei Kap Stosch nach KULLING (1930) lokal bis etwa 160 m. Kann fehlen (Clavering Ø, Wollaston Forland).
Ausbildung:	Grobes, rotes Konglomerat, ohne Schichtfugen.
Fossilien:	Auf Stilles Ø (nördl. Hold with Hope) nach MAYNC (1942, S. 79) *Brachiopoden*, nach BIERTHER (Manuskript) in Nord Scoresby Land Muscheln in Kalklinsen. Sonst fossilleer.
Vorkommen:	Überall verbreitet, ausgenommen auf Wollaston Forland, Clavering Ø und teilweise am Nathorsts Fjord.
Bemerkungen:	Vermutlich marine Bildung.

Gemischte Fazies.

(Komplexe Serie MAYNC 1942, S. 81; Mixed lithologies DUNBAR 1955, S. 42).

Mächtigkeit:	100 m in Nord Scoresby Land.
Ausbildung:	Wechsellagerung von dunklen, kalkigen und sandigen Schiefern, Mergeln und Kalken, mit Pyritknollen.
Fossilien:	In schwarzen Kalken viele Brachiopoden (*Liosotella* sp.).
Vorkommen:	Gauss Halvø Nathorsts Fjord Nord Scoresby Land Jameson Land
Bemerkungen:	Pendeln der Sedimentationsbedingungen um eine kritische Phase, ohne dass sich ein Faziestyp definitiv behaupten kann.

Gips.

Mächtigkeit:	Karstryggen 50 m.
Ausbildung:	Gipsstöcke auf Gauss Halvø, Süd Scoresby Land und Jameson Land. Wechsellagerung von Gips mit Mergeln und Schiefern, in Nord Scoresby Land und Jameson Land. Keine Fossilien.
Bemerkungen:	Auf Gauss Halvø Gips direkt auf Devonsedimenten. Gips deutet auf arides Klima und Bildung in abgeschnürten marinen Becken.

Riffbildungen.

(Rezifale Bildungen MAYNC 1942, S. 80).

Mächtigkeit:	Über 100 m (Süd Scoresby Land).
Ausbildung:	An der Basis häufig Intraformationsbrekzien mit eingeschwemmtem Fremdmaterial. Hellgraue, oft weisse organogene Kalke und

Dolomite, mit meist fehlender oder schlechter Schichtung. Oft porös und kavernös.

Fossilien: Wenige und schlecht erhaltene Fossilien, ausgenommen in einzelnen Linsen. Keine Ammoniten und Posidonien. Vorwiegend Bryozoen und Brachiopoden, ferner Gastropoden, Tetrakorallen und Foraminiferen.

Häufigste Brachiopoden:
Pleurohorridonia scoresbyensis Dunbar.
Streptorhynchus stoschensis Dunbar.

Ferner mehrere Zechstein-Leitformen (siehe Tabelle 15).

Vorkommen: Süd Scoresby Land.
Nathorsts Fjord.
Clavering Ø.

Als Gerölle in der Trias nachgewiesen:
Nord Scoresby Land.
Hold with Hope (Kap Stosch).

Bemerkungen: Abrupter seitlicher Fazieswechsel: In Süd Scoresby Land wird auf 5—10 km Entfernung der über 100 m mächtige Riffkalk nach Osten vollständig ersetzt durch andere Faziestypen.

Posidonienschiefer.

(Posidonomyenschichten, Maync 1942).

Mächtigkeit: Bis 75 m.

Ausbildung: Dunkelgraue bis schwarze, bituminöse Schiefer, wechsellagernd mit bituminösen, dünnplattigen, harten Kalken, Kalkkonkretionen mit Fischen. Viel Pyrit.

Fossilien: *Posidonia permica* Newell (Byssusmuschel), Fische, z. B. *Palaeoniscus freieslebeni* Blainville.
Pflanzenreste.
Kleine Brachiopoden und Bryozoen.
Dictyoconites greenlandica Fischer (Belemnit).
Radiolarien.

Vorkommen: Hold with Hope.
Clavering Ø.
Jameson Land.

Bemerkungen: Ähnliche Pelecypoden wie im Guadalupian von West Texas.
Pflanzenreste der südlichen Clavering Ø nach Halle (1931) permisch, mit Anklängen an Triasformen.
Ablagerungen in stark reduzierendem Milieu.
Nur nektonische Organismen, kein Benthos.

Productuskalk.

(Productuskalk s. str. Maync 1942, S. 85).

Mächtigkeit: Schicht oder Schichtgruppe von 4—5 m Mächtigkeit innerhalb anderer Faziestypen.

Ausbildung: Mittelgraue, gutgeschichtete Schalenbrekzie von Brachiopoden.

Fossilien: Brachiopoden, Bryozoen, Einzelkorallen.
Charakteristische grosse Brachiopoden:
Kochiproductus plexicostatus DUNBAR.
Sowerbina maynci DUNBAR.
Sowerbina rudis DUNBAR.

Vorkommen: Wollaston Forland.
Clavering Ø.
Hold with Hope (Kap Stosch).

Bemerkungen: Als dünne Einschaltung in Posidonienschiefern und im Martiniakalk.

Martiniakalk.

(Martiniengestein FREBOLD 1931).

Mächtigkeit: Auf Clavering Ø 60 m.

Ausbildung: Stahlgraue bis dunkelgraue, gutgeschichtete, dünnbankige Kalke. Auf Schichtflächen Glimmerschuppen, Kriechspuren und Runzeln. Mergelig-tonige Einschaltungen.

Fossilien: Reiche Fauna: Brachiopoden, Bryozoen, Einzelkorallen, Gastropoden, Nautiloiden und Ammoniten.
Brachiopoden:
Martinia greenlandica DUNBAR.
Paeckelmannia toulai DUNBAR.
Ammoniten:
Cyclolobus kullingi (FREBOLD).
Medlicottia primas WAAGEN.

Vorkommen: Clavering Ø.

Bemerkungen: Seitlicher Übergang und Verzahnung mit Posidonienschiefern. Auf der südlichen Clavering Ø nach oben Übergang in die Otoceras-Zone der Trias.

Rote Serie.

Rote Serie FREBOLD 1932, S. 8, MAYNC 1942 S. 86—87.
Eventuell Depot-Ø-Formation vom Nathorsts Fjord.

Mächtigkeit: Wollaston Forland 100 m.

Ausbildung: Gelbrötliche, nach oben intensiv rot werdende feinkörnige Kalksandsteine.

Fossilien: Brachiopoden: *Cancrinella bolchovitinovae* (MIRCHINK).
Kleine Gastropoden und Pelecypoden. Pflanzenreste.

Vorkommen: Wollaston Forland.
Clavering Ø.
?Nathorsts Fjord (Depot Ø).

Bemerkungen: Küstenfazies. Verzahnt mit andern Typen des Zechstein. Oberste Teile gehören eventuell schon zur Trias. Nördlich des 74. Breitengrades bestand im Oberperm ein Festland »Eskimonia« (MAYNC 1942, S. 42).

Tabelle 18: Das Oberperm von Süd Scoresby Land. Stratigraphische Einzelprofile.

oben Profil 1: Ecke Revdal-Schuchert Dal (Fig. 22).

5. 50 m Riffbildungen, massig, grau, nach Westen sich in unregelmässige Schichten auflösend. Schwer zugänglich.
4. 25 m Brekzie aus Kalkbruchstücken und Sandsteinen, schmutzig-grau. Enthält Linsen bis zu 1 m Durchmesser, gefüllt mit grossen Barytkristallen bis zu 3 cm Länge.

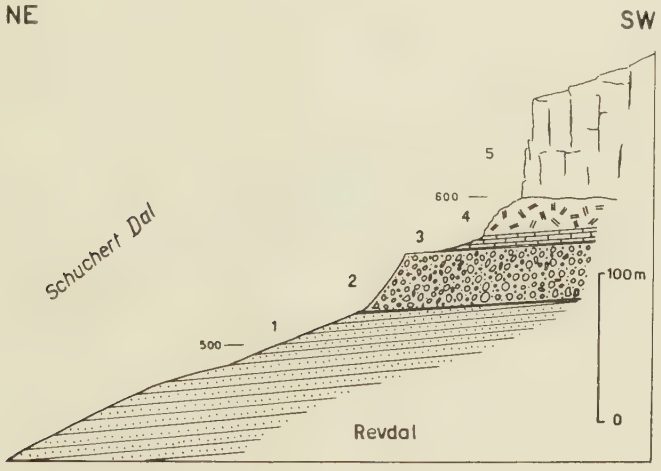


Fig. 22. Stratigraphische Profilskizze des Oberperms im vorderen Revdal. Lokalität siehe Fig. 19. Legende siehe Profil 1.

3. 10 m verschuttet. Wahrscheinlich plattige Kalke.
2. 40 m Basiskonglomerat. Dunkelrot, mit hellen, horizontalen Streifen, die an Flammen erinnern. Gerölle von stark wechselnder Grösse, bis zu mittleren Blökken. Schlecht bis wenig gerundet. Als Gerölle meist rote Granite, ferner grüner, flaseriger Gneiss und grüne, glimmerhaltige Sandsteine.

   Untergrenze verschuttet. Weiter im Westen, im Revdal, deutliche Winkeldiskordanz zu sehen.
1. 350 m Kontinentales Unterperm. Übergang Snekuppel-Arkosedal-Schichtglied. Zu unterst graue, weiter oben braune und violett-rote, zu oberst gelbe Arkosen mit hellrotem Alkalifeldspat, glimmerhaltig, ohne Gerölle. Intensive Schrägschichtung, Tongallen, Trockenrisse, Rippelmarks, selten dünne, tonige Einschaltungen.

.. Quartär.

Profil 2: Huledal (Figur 23).

5. 35 + x m (zu oberst) Hellgrauer, poröser Kalk, mit stark absandender Verwitterungsoberfläche und willkürlicher Überguss-Schichtung, vermutlich entstanden durch Kalkablagerung inkrustierender Organismen. Neigung zur Bildung von

Hohlräumen, die, besonders im unteren Teil, oft mit grossen Barytkristallen ausgefüllt sind.

4. 35 m Polymikte Brekzie. Enthält vorwiegend Kalkschieferfragmente neben kleinen Granit- und Quarzitgeröllen und einzelnen Feldspatkörnern. Löcheriges Kalzitbindemittel. Bizarre Verwitterungsformen. Zahlreiche Barytnester. Lokal Gips. An der Basis plattige Kalke mit weissen Knötchen von Kalzitkristallen. Runzlige Schichtflächen.
3. 15 m Plattige Sandsteine, Kalke und Schiefer (?Martiniakalke) Merkwürdige runde, bis cm-grosse Löcher. Brekziöse Einschaltungen. Pyritkristalle bis 4 mm Grösse. Weisse Knötchen von Kalzitkristallen. Oft grobspätig. Auf Schichtflächen Biotit.

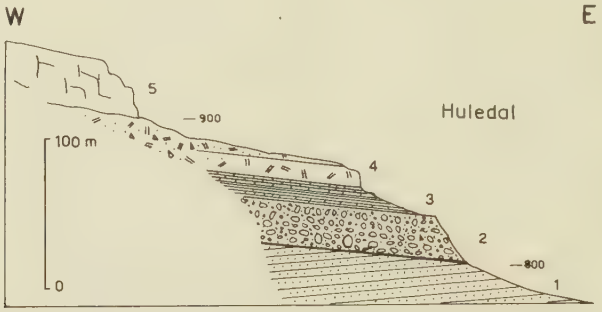


Fig. 23. Stratigraphische Profilskizze des Oberperms im Huledal. Legende siehe Profil 2.

2. 30 m Basiskonglomerat. Gerölle von meist Kies- bis Brockengrösse, ausnahmsweise lokal bis zu sehr grossen Blöcken, in dunkelrotbrauner Arkose mit hellen Streifen.

Winkeldiskordanz.

1. x + 30 m Kontinentales Unterperm: Hellrote, plattige, glimmerführende Arkose unmittelbar am Kontakt. Einige Meter darunter dickbankige bis massige, rote, grobe Arkose, mit bis zu kleinen Blöcken von rotem Granit. Typische Ausbildung des obersten Arkosedal-Schichtgliedes.

Profil 3: Kuldedal (Figur 24).

Erosion.

Auf der Erosionsfläche liegen graue und bräunliche, sandige, z. T. spätige Kalke mit Nestern von vollkommen gerundeten Quarzitgeröllen (0.9).

4. 50 m Poröse Kalke. Zu oberst hellgelb und weiss, mit bis zu senkrechter Pseudoschichtung, die wahrscheinlich durch Anlagerung von Kalk durch inkrustierende Organismen entstanden ist. Nach unten Übergang in zuckerig-porösen, hellen Kalk mit stark absandender, weicher Verwitterungskruste. Neigung zur Höhlenbildung. Härtere Einschaltungen von Kalkbrekzien mit einzelnen eckig geklüfteten, geschichteten Bänken. Sonst verworrene Lagerung.
3. 5—15 m Dünnplattiger, spätiger Kalk. Schmutziggrau und violett, mit grünlichen Lagen. Auf Schichtfugen Glimmer. Synsedimentäre Gleitwülste. Fältelung und Runzeln auf Schichtflächen. Pyritkristalle. Weisse Schnüre und Nester von Kalzit. (?Martiniakalk).

2. Ca. 30 m Basiskonglomerat. Schlecht aufgeschlossen.
   Diskordanz (nicht aufgeschlossen).
1. Kontinentales Unterperm.: Grenzzone Arkosedal-Ødemarksdal-Schichtglied. Stark verschuttet.

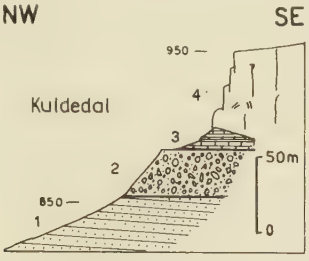


Fig. 24. Stratigraphische Profilskizze des Oberperms im Kuldedal. Legende siehe Profil 3.

Profil 4: Pass zwischen Revdal und Arkosedal (Fig. 25).

Erosion.

5. Ca. 60 m Riffbildungen: Oben massiger Riffkalk. Da senkrechte Wände bildend, nicht zugänglich.
   Unten Kalkbrekzie mit über 80 % Gesteinsbruchstücken. Rote Partien, Tonfetzen und Nester mit vollkommen gerundeten Quarzitgeröllen (Kiesklassen).
4. 40 m Gips. Vorwiegend blättrig, mit Gekrösestruktur. Wenige Einschaltungen von kalkigen Schiefern bis maximal 1 m Mächtigkeit. Bis 4 m mächtige Lagen von massigem, hellgrauem Alabaster, der in dicken, runden Blöcken herauswittert. In den untersten Schichten Übergang zum Liegenden.

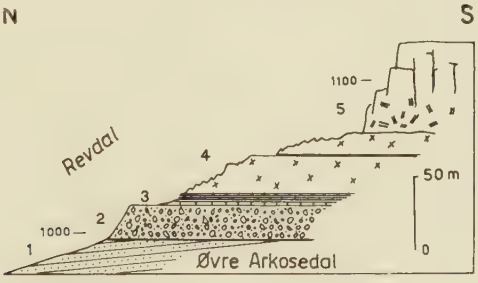


Fig. 25. Stratigraphische Profilskizze des Oberperms beim Pass vom Revdal ins Øvre Arkosedal. Legende siehe Profil 4.

3. 5—10 m Dünnplattige, olivgraue Kalke, Sandsteine und Mergel (?Martiniakalke). Stark verschuttet, mergelig und feucht. Im Erosionsprofil als deutliche Verebnung kenntlich. Neben hellem, feinem Kalk mit glatten Schichtflächen, kommt grauer, glimmerhaltiger, kalkiger Sandstein mit Runzeln und Fucoiden auf den Schichtflächen vor. Ferner grobspätiger, dünnplattiger Kalk mit zentimetergrossen Nestern von reinweissen Kalzitkristallen. Im Schutt eine Tetrakoralle, aber keine weiteren Fossilien gefunden.
2. Ca. 20 m Basiskonglomerat. Oberfläche verhärtet.
   Winkeldiskordanz.
1. Kontinentales Unterperm: Ødemarksdal-Schichtglied.

Tabelle 19: Basiskonglomerat des Oberperms in Süd Scoresby Land.

Näher diskutierte Vorkommen:
— Schuchert Dal, Fuss des Karstryggen.
— Ecke Revdal-Schuchert Dal.
— Revdal.
— Huledal.
— Pass zwisehen Revdal und Arkosedal.
— Nordostbugt.

Habitus:
Als ungegliedertes, etwa 30 m hohes Steilbord im Erosionsprofil leicht kenntlich.

Mächtigkeit: Recht konstant 30 ±10 Meter.

Schichtung:
Nur im Farbwechsel angedeutete Schrägschichtung, ohne Fugen. Ausnahme: Schuchert Dal, Konglomerat gebankt.

Farbe:
Intensiv rot, mit fahlen Bändern bis 20 cm Breite. Sieht aus wie horizontale Flammen. Im Schuchert Dal Farbe heller, violettlich-fahlrot.

Festigkeit:
Gestein lockert sich zu Grus und Schotter. Charakteristische rote Granitgerölle mit milchigweissen Feldspäten.

Untergrenze:
Überall, wo gut aufgeschlossen, deutliche Winkeldiskordanz bis über 15 Grad.

Obergrenze:
Meist scharf, aber häufig mit Schutt aus den hangenden weicheren Schichten überdeckt. Beim Pass zwischen Revdal und Arkosedal ist die Oberfläche des Basiskonglomerates verhärtet, dunkelrot gefärbt und mit Fucoiden besetzt. An der Nordostbugt Übergang vom Konglomerat in Karbonate durch Wechsellagerung mit zunehmendem Karbonatgehalt.

Gerölle:
Dichte Packung mit immer mehr als 50 % Geröllen im Gestein. Kiesgrössenklassen vorherrschend, bis zu kleinen Brocken. Grösste Gerölle im Huledal, wo Blöcke von mehreren Kubikmeter Inhalt vorkommen. Fast ausschliesslich rote Granite. Im Schuchert Dal polymikte Zusammensetzung mit Gneissen, Quarziten und Graniten, lokal mit grünem, glimmerhaltigem Sandstein.

Zwischenmasse: Arkose mit rotem Feldspat. Rotes und braunes Pigment.

Schwermineralien (nach HÜBSCHER 1943, S. 48, Probe A10 vom Revdal):

Leichte Fraktion	94 %		
Schwere Fraktion	5,2 %	Davon opak	94 %

Von der nicht opaken Fraktion sind:

Granat	94 %	Zirkon	2 -
Rutil	3 -	Anatas	1 -

Die Granatvormacht stimmt mit den liegenden kontinentalen Sedimenten überein.

Rundung:
Schuchert Dal, sehr schlecht (0,2).
Ecke Revdal-Schuchert Dal; Nordostbugt: schlecht bis wenig gerundet (0,3—0,4).

Sortierung:
Sowohl nach Korngrösse wie nach Rundung schlecht.

Tabelle 20: Übersicht über das Basiskonglomerat des Oberperms von Zentralostgrönland.

Zusammengestellt nach Angaben von Aellen (unpubliziert), Bierther, Bütler, Kulling, Maync, Witzig und eigenen Beobachtungen.

Vorkommen	Mächtigkeit	Bemerkungen	Auflagerung
S. Scoresby Land	30 m	Meist rote Granitgerölle. Schlecht gerundet. Bis zu sehr grossen Blöcken.	Winkeldiskordant auf kontinentalem Unterperm.
Jameson Land	25—30 m	Kristallingerölle bis zu mittleren Blöcken.	Winkeldiskordant auf kontinentalem Jungpaläozoikum.
N. Scoresby Land,			
Aggersborg	20 m	Granit-, Gneiss- u. Quarzitgerölle, Kiesgrössenklassen bis zu grossen Blöcken. Kalklinsen mit Muscheln!	Winkeldiskordant auf ? Unterperm.
Domkirken	10 m	Quarzite, Granite und Kalke.	Winkeldiskordant auf ? Unterperm.
Nathorsts Fjord	0—30 m	Quarzit-, Kalk-, rote Granit-, Gneiss- und Sandsteingerölle bis zu mittleren Blöcken.	Winkeldiskordant auf Karbon und Mitteldevon.
Traill Ø,			
Rudbjerg Knude	30—35 m	Quarzit-, Sandstein-, dunkle Kalk- und metam. Kristallingerölle. Gut gerundet. Kiesgrössenklassen bis zu kleinen Blöcken.	Winkeldiskordant auf Karbon.
Maanedal	55 m	Helle Quarzitgerölle bis zu kleinen Blöcken.	»Konkordant« auf Karbon.
Gauss Halvø			
Ladderbjerg	14 m	Unten gelbbraune Arkosen mit vereinzelten Quarzitgeröllen. Oben sehr grobes Konglomerat mit Quarzit- und Dolomitgeröllen. Wechsellagerung von Dolomit- und Konglomeratlagen.	»Nonconformity« auf Kristallin.
Bryozoen Ryg	10 m	Quarzitgerölle, wenige Gneiss- und Sandsteinfragmente. »Ausgezeichnet« gerundet. Kiesgrössenklassen bis maximal zu grossen Brocken.	»Nonconformity« auf kaledonischem Kristallin.

(*Fortsetzung*)

Tabelle 20 (Forts.).

Vorkommen	Mächtigkeit	Bemerkungen	Auflagerung
Gastisdal	10 m	Quarzitgerölle bis zu grossen Brocken.	Winkeldiskordant auf Karbon (Dinantien).
Zechstein Elv	4—5 m	Weisse Quarzitgerölle.	Auf ? Devon.
Hold with Hope			
Kap Stosch	8—170 m	Rote Granit-, Gneiss-, Kalk-, Dolomit-, Quarzitgerölle. Gut gerundet.	Basis nicht aufge-
River 14	über 100 m	Wie Kap Stosch. Übergang in die hangenden Karbonate.	schlossen.
Clavering Ø		Basiskonglomerat fehlt	»Nonconformity«
Wollaston Forland			auf kaledonischem Kristallin.

ENGLISH SUMMARY

South Scoresby Land contains the southernmost outcrops of young paleozoic sedimentary rocks of East Greenland. The investigated sedimentary area is separated from the Caledonian crystalline of the Staunings Alper on the west, by great north–south running normal faults. Very thick, often vivid red colored conglomeratic arkoses are overlain by marine deposits of 250—300 m thickness, mainly of organic reef origin. The boundary is marked by an angular unconformity and a red basal conglomerate of 30 meters thickness. Within the continental deposits two formations could be distinguished: The Bjørnbos Corner formation of probably more than 1000 m thickness contains quartzite and granite pebbles, whereas the Gurreholmsdal formation yields granite and gneiss, but no quartzite pebbles. The Bjørnbos Corner formation is separated from the other continental deposits by an important fault and is supposed to be of older age, probably Carboniferous. The Gurreholmsdal formation rests with a nonconformity on Caledonian gneisses. In single profiles arkoses and conglomerates of the Gurreholmsdal formation exceed 600 m thickness. The whole sequence is estimated to reach a thickness in the magnitude of 2000 m. Spores in a sample from the lower third of the Gurreholmsdal formation are consistent with a Lower Permian age.

The intense normal faulting and the horst and graben structure of the sedimentary area are thought to be the result of a still active strong uplift tendency of the Staunings Alper crystalline and a stretching caused by the subsiding of the deep paleozoic and mesozoic sedimentary basin of the Jameson Land in the east, South Scoresby Land acting as a hinge zone. There can be distinguished between intrapermian and postpermian faulting and erosion.

LITERATURVERZEICHNIS

(M.o.G. = Meddelelser om Grønland, København, C. A. Reitzels Forlag).

Aldinger, H. 1937. Permische Ganoidfische aus Ostgrönland. M.o.G. Bd. 102, Nr. 3.

Baskin, Y. 1956. A study of authigenic feldspars. Jour. Geology, Vol. 64, Nr. 2.

Bearth, P. 1959. Geology of the Werner Bjerge. M.o.G. Bd. 153, Nr. 2.

Biertner, W. 1939. Zur Geologie des Scoresbylandes. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 13.

— 1941. Vorläufige Mitteilung über die Geologie des östlichen Scoresbylandes in Nordostgrönland. M.o.G. Bd. 114, Nr. 6.

— Manuskript, zuhanden der Dr. Lauge Koch Expedition. Stratigraphie der postdevonischen Sedimente des Scoresbylandes. 86 Schreibmaschinenseiten. 1 Geologische Karte ca. 1:100.000.

Bütler, H. 1939. Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 5.

— 1948a. Notes on the geological map of Canning Land (East Greenland). M.o.G. Bd. 113, Nr. 2.

— 1948b. Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Josephs Fjord in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 22, Nr. 3.

— 1955. Das variscisch gefaltete Devon zwischen Duséns Fjord und Kongeborgen in Zentral-Ostgrönland. M.o.G. Bd. 155, Nr. 1.

— 1957. Beobachtungen an der Hauptbruchzone der Küste von Zentral-Ostgrönland. M.o.G. Bd. 160, Nr. 1.

— 1959. Das Old Red-Gebiet am Moskusoksefjord. M.o.G. Bd. 160, Nr. 5.

Dunbar, C. O. 1955. Permian brachiopod faunas of Central East Greenland. M.o.G. Bd. 110, Nr. 3.

Dunbar, C. O. and Rodgers, J. 1957. Principles of stratigraphy. New York, Wiley & Sons.

Eha, S. 1953. The pre-Devonian sediments on Ymers Ø, Suess Land, and Ella Ø (East Greenland) and their tectonics. M.o.G. Bd. 111, Nr. 2.

Fränkl, E. 1953. Die geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grönland). M.o.G. Bd. 113, Nr. 6.

Halle, T. G. 1931. Younger palaeozoic plants from East Greenland. M.o.G. Bd. 85, Nr. 1.

Haller, J. 1955. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland. Teil I. M.o.G. Bd. 73, Nr. 3.

— 1956a. Die Strukturelemente Ostgrönlands zwischen 74° und 78° N. M.o.G. Bd. 154, Nr. 2.

HALLER, J. 1956b. Probleme der Tiefentektonik: Bauformen im Migmatit-Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. Geol. Rundschau Bd. 45, Heft 2, Stuttgart.

— 1958. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland. Teil II. M.o.G. Bd. 154, Nr. 3.

HEDBERG, H. D. 1954. Procedure and terminology in stratigraphic classification. C. R. 19iéme Congr. Géol. Internat. Alger 1952, Fasc. XIII, S. 205—233.

HÜBSCHER, H. 1943. Zur Petrologie junger Sande aus Nordostgrönland. M.o.G. Bd. 115, Nr. 3.

ILLIES, H. 1949. Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung. Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, Heft, 19, S. 89—109.

KLEIBER, K. 1944. Beitrag zur Geologie und Sedimentpetrographie Ostgrönlands. M.o.G. Bd. 115, Nr. 4.

KOCH, L. 1935. Geologie von Grönland. Berlin, Bornträger. (In »Geologie der Erde«).

— 1954. Literature from the Danish East Greenland Expeditions published in the Meddelelser om Grönland. M.o.G. Bd. 143, Nr. 3.

KRUMBEIN, W. C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Jour. Sed. Petrology, Vol. 11, S. 64—72.

KRUMBEIN, W. C. and SLOSS, L. L. 1951. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, Freeman.

KRYNINE, P. D. 1950. Petrology, stratigraphy, and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. Connecticut Geol. and Nat. History Survey Bull. 73.

KULLING, O. 1930. Stratigraphic studies of the geology of Northeast Greenland (preliminary report). M.o.G. Bd. 74, Nr. 13.

MALMQUIST, D. 1932. Zur Kenntnis der oberkarbonischen Sedimente der westlichen Claveringinsel, Ostgrönland. M.o.G. Bd. 94, Nr. 6.

MAYNC, W. 1940. Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 73—75° N. Lat. M.o.G. Bd. 114, Nr. 5.

— 1942. Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands (olim »Oberkarbon-Unterperm«) zwischen Wollaston Forland und dem Kejser Franz Josephs Fjord. M.o.G. Bd. 115, Nr. 2.

MILLER, A. K. and FURNISH, W. M. 1940. Cyclolobus from the Permian of Eastern Greenland. M.o.G. Bd. 112, Nr. 5.

NATHORST, A. G. 1911. Contributions to the Carboniferous flora of Northeastern Greenland. M.o.G. Bd. 43, Nr. 12.

NEWELL, N. D. 1955. Permian Pelecypods of East Greenland. M.o.G. Bd. 110, Nr. 4.

NIGGLI, P. 1952. Gesteine und Minerallagerstätten. Zweiter Band. Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. Basel, Birkhäuser.

PETTIJOHN, F. J. 1957. Sedimentary rocks. 2nd edit. New York, Harper.

POWERS, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Jour. Sed. Petrology, Vol. 23, No. 2, S. 117—119.

ROSENKRANTZ, A. 1930. Summary of investigations of younger Palaeozoic and Mesozoic strata along the east coast of Greenland in 1929 (preliminary report). M.o.G. Bd. 74, Nr. 14.

SHROCK, R. R. 1948. Sequence in layered rocks. New York, McGraw-Hill.

STAUBER, H. 1940. Stratigraphisch-geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes. Vorläufiger Bericht. M.o.G. Bd. 114, Nr. 7.

Vischer, A. 1940. Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73° und 75° N. Br. M.o.G. Bd. 114, Nr. 4.

— 1943. Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° N. Br. M.o.G. Bd. 133, Nr. 1.

Williams, H., Turner, F. J. and Gilbert, C. M. 1955. Petrography. San Francisco, Freeman.

Witzig, E. 1951a. Einige jung-paläozoische Pflanzen aus Ostgrönland. M.o.G. Bd. 114, Nr. 11.

— 1951b. Neues zur Stratigraphie des grönländischen Karbons. Eclogae geol. Helv. Bd. 44, Nr. 2.

— 1954. Stratigraphische und tektonische Beobachtungen in der Mesters Vig-Region (Scoresby Land, Nordostgrönland). M.o.G. Bd. 72, Nr. 5.

Færdig fra trykkeriet den 28. august 1961.

CURRICULUM VITAE

Als Sohn des Joseph Kempter, von Oberbüren (St. Gallen) und der Catterina, geb. Cibolini, wurde ich, Heinrich Karl, genannt Enrico Kempter, am 15. Juni 1930 in Bern geboren. Nach Besuch der Primarschule, des Progymnasiums und des Gymnasiums der Stadt Bern bestand ich die Kantonale Handelsmaturität. Im Herbst 1950 immatrikulierte ich mich an der Universität Bern. Ich besuchte vorerst die Lehramtsschule sprachlich-historischer Richtung. Vom Herbst 1951 bis Herbst 1952 war ich von der Universität beurlaubt. In dieser Zeit leitete ich ein halbes Jahr lang als Primarlehrer eine Gesamtschule und führte anschliessend Reisen in Europa und Nordafrika durch. Im Frühling 1953 begann ich mit dem Studium der Geologie, mit den Nebenfächern Mineralogie-Petrographie und Geographie. Das Sommersemester 1957 verbrachte ich mit Feldaufnahmen in Ostgrönland, das Wintersemester 1957—58 mit einem Rotary-Stipendium an der University of Georgia, in Athens, Ga., U.S.A.

Ich besuchte Vorlesungen und Übungen folgender Herren Professoren und Dozenten:

F. Baltzer, J. Barnes[1]), J. Cadisch, W. Feitknecht, H. R. Grunau, F. Gygax, Th. Hügi, F. G. Houtermans, H. Huttenlocher†, F. E. Lehmann, A. Mercier, E. Niggli, W. Nowacki, D. H. Poole[1]), B. Power[1]), R. F. Rutsch, W. Schuckmann[1]), A. Süsstrunk, W. Staub und A. Streckeisen.

Die Feldaufnahmen zur vorliegenden Dissertation erfolgten im Rahmen der »Danske Ekspeditioner til Østgrønland« unter der Leitung von Dr. Lauge Koch, die Abfassung des Manuskripts unter der Leitung von Prof. Dr. Joos Cadisch am geologischen Institut in Bern.

[1]) U.S.A.

Tafel 1.

Geologische Karte des Sedimentgebietes westlich des Schucherts Flod
1:100.000

Nach eigenen Beobachtungen von 1956 und 1957. Topographie nach einer provisorischen photogrammetrischen Karte des Geodätischen Institutes Kopenhagen. Äquidistanz 100 m.

Die Quartärbedeckung ist grösstenteils weggelassen. Dafür wurden die quartären Ablagerungen in der Figur 20, Seite 87 detaillierter dargestellt.

Abkürzungen: a) für Fossilfundstellen:

P Pflanzenreste.
F Fische.
R Riff-Fauna, hauptsächlich Bryozoen, Brachiopoden und Gastropoden, ferner Einzelkorallen und Foraminiferen.
K Einzelkorallen.

b) für Mineralisierungen:

Pb hauptsächlich Bleiglanz.
Zn » Zinkblende.
Ba » Baryt.
Cu » Malachit, Azurit.

(Meistens kommen die Erze kombiniert vor).

GEOLOGICAL MAP

OF THE SEDIMENTARY AREA WEST OF

SCHUCHERT's FLOD

South Scoresby Land
East Greenland 71½° N. Lat.

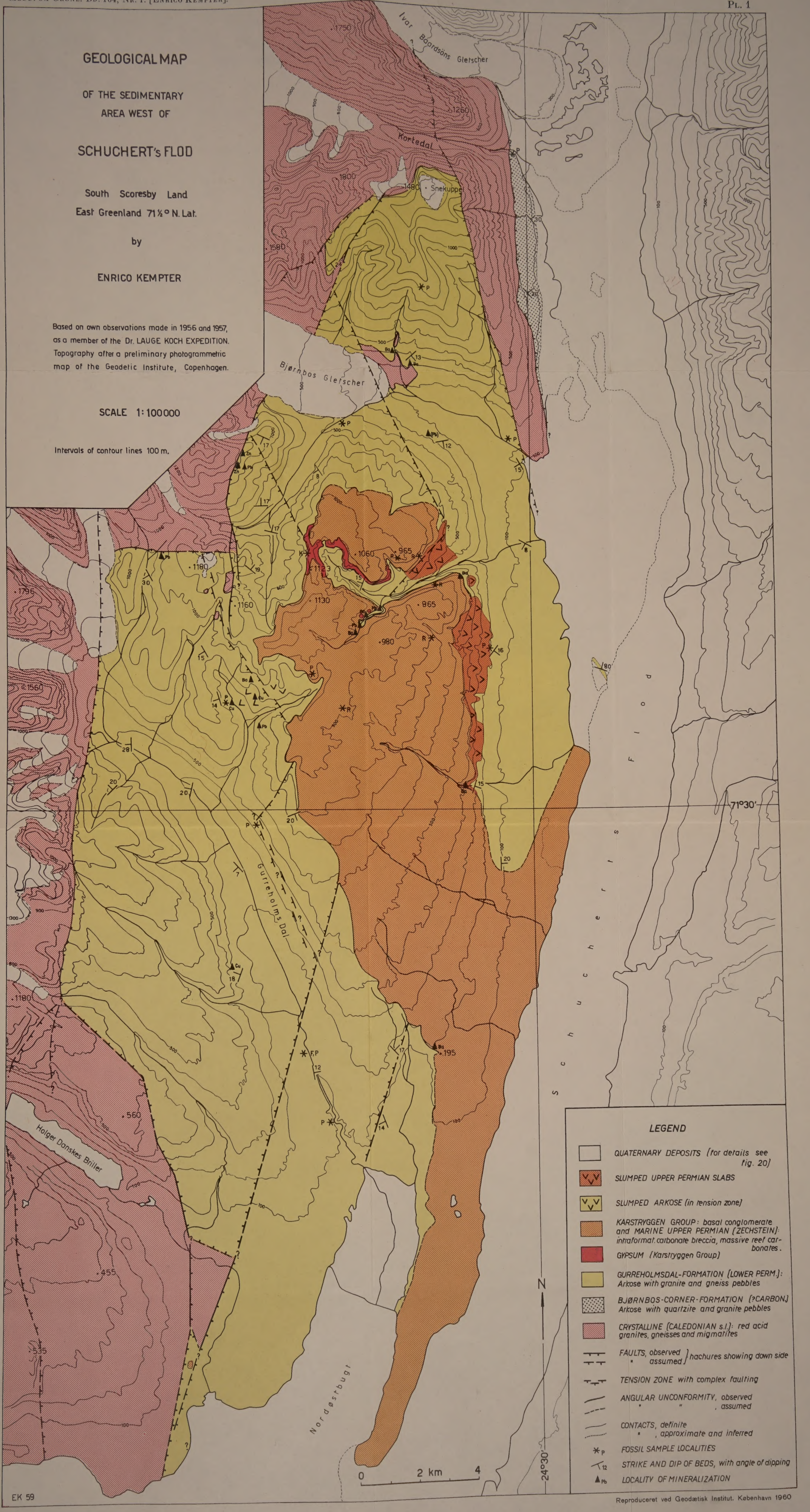
by

ENRICO KEMPTER

Based on own observations made in 1956 and 1957, as a member of the Dr. LAUGE KOCH EXPEDITION. Topography after a preliminary photogrammetric map of the Geodetic Institute, Copenhagen.

SCALE 1:100000

Intervals of contour lines 100 m.



LEGEND

- QUATERNARY DEPOSITS (for details see fig. 20)
- SLUMPED UPPER PERMIAN SLABS
- SLUMPED ARKOSE (in tension zone)
- KARSTRYGGEN GROUP: basal conglomerate and MARINE UPPER PERMIAN (ZECHSTEIN): intraformat. carbonate breccia, massive reef carbonates.
- GYPSUM (Karstryggen Group)
- GURREHOLMSDAL-FORMATION (LOWER PERM.): Arkose with granite and gneiss pebbles
- BJØRNBOS-CORNER-FORMATION (?CARBON.) Arkose with quartzite and granite pebbles
- CRYSTALLINE (CALEDONIAN s.l.): red acid granites, gneisses and migmatites
- FAULTS, observed / assumed } hachures showing down side
- TENSION ZONE with complex faulting
- ANGULAR UNCONFORMITY, observed / assumed
- CONTACTS, definite / approximate and inferred
- FOSSIL SAMPLE LOCALITIES
- STRIKE AND DIP OF BEDS, with angle of dipping
- LOCALITY OF MINERALIZATION

EK 59

Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1960